

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А.А. БОРИСЯКА  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА  
ИНСТИТУТ МИКРОБИОЛОГИИ им. С.Н. ВИНОГРАДСКОГО  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ЮЖНОЕ НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ  
ПО МОРСКИМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫМ РАБОТАМ»  
ВСЕРОССИЙСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Г.Н. Батулин, Б.А. Богатырев, М. Габер,  
Л.М. Герасименко, Д.И. Головин, Э.А. Еганов, С. Елень, Иен Лейминь,  
В.А. Коваленкер, В.В. Кругляков, В.Н. Кулешов, Г.А. Мачабели,  
М.Е. Мельников, В.М. Новиков, В.К. Орлеанский, А.В. Пахневич,  
А.Д. Слукин, Н.И. Хамхадзе, А.А. Шарков, В.М. Юбко

Научный редактор д. г-м. н. Г.Н. Батулин

# **ИССЛЕДОВАНИЕ МАРГАНЦЕВОЙ И ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВКАХ МЕТОДАМИ СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ**

Москва  
2012

УДК 553.324

Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Г.Н. Батурич, Б.А. Богатырев, М. Габер, Л.М. Герасименко, Д.И. Головин, Э.А. Еганов, С. Елень, Иен Лейминь, В.А. Коваленкер, В.В. Кругляков, В.Н. Кулешов, Г.А. Мачабели, М.Е. Мельников, В.М. Новиков, В.К. Орлеанский, А.В. Пахневич, А.Д. Слукин, Н.И. Хамхадзе, А.А. Шарков, В.М. Юбко. **Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии** // Науч. ред. Г.Н. Батурич. М.: Эслан, 2012. — 472 с.

В монографии обобщен и научно систематизирован материал, основывающийся на изучение с помощью сканирующего электронного микроскопа сотен образцов марганцевых, железомарганцевых руд и минерализованных пород различных типов, в том числе и крупнейших месторождений, а также проявлений из Азии, Европы, Африки, Австралии, и не эксплуатируемых месторождений на дне океана, возрастного диапазона от современной эпохи до докембрия. Она базируется на совместных исследованиях специалистов РАН, Минприроды РФ, ряда зарубежных стран в 2003–2008 гг., с использованием опубликованных данных по проблеме. Впервые широко показано ультрамикроскопическое строение и текстурно-структурные особенности целого ряда, в том числе крупнейших, месторождений указанных руд, широкое присутствие в них минерализованных органических остатков, как эвкариотных, так и, особенно, бактериальных сообществ. Представлена широкая последовательная минерализация этих органических остатков путем замещения, репликации по биологической матрице, при которой сохраняются тончайшие черты строения организмов. Впервые рассмотрены причины частой пространственной ассоциации марганцевой минерализации и фосфоритов, обусловленной аналогичными условиями концентрирования. Отдельно представлены наиболее исследованные месторождений корок и конкреций на подводных горах и в глубоководных впадинах океана для дискуссионного рассмотрения условий их образования, что также позволяет наметить черты их различий и сходства с железомарганцевой минерализацией в мелководных условиях.

Книга представляет интерес для специалистов в области исследования железомарганцевого оруденения, рудоносных кор выветривания и экзогенного рудообразования, а также, литологов, палеонтологов, преподавателей и студентов высшей школы.

УДК 553.324

ISBN 978-5-94101-250-0

© Э.Л. Школьник., Е.А. Жегалло, Г.Н. Батурич и др, авторы, 2012  
© Оформление, Матушкина И.И., 2012



*Светлой памяти наших учителей —  
благодарные ученики*

## **ВВЕДЕНИЕ**

Марганцевые и железомарганцевые руды научно изучаются уже более ста лет, им посвящена весьма обширная литература, отражающая специфику взглядов различных исследователей на состав и условия их формирования, которые заметно эволюционировали за эти годы. Такие руды объединяют широкий спектр конкретных природных образований, иногда даже резко отличающихся по условиям размещения, геологическим обстановкам, строению руд, что делает необходимым рассматривать их в сравнительном плане. Определяющей целью авторов настоящей монографии являлось не последовательное детальное описание известных месторождений, проявлений или их групп, а получение новых, достаточно объективных данных об ультрамикроскопическом строении различных типов рассматриваемых руд конкретных объектов, что позволяет получить зрительную и вполне обсуждаемую, сравнимую информацию, независимую от личных представлений исследователей. Конечно, оценка и этой информации тоже будет субъективной, но более открытой и видимой для читателя. В этом, по крайней мере, часть авторов убедил их опыт изучения ультрамикроструктур других руд — фосфоритов [311], бокситов [316], золота [318], первые результаты изучения марганцевых, железомарганцевых руд [317, 320], а также опыт изучения таких руд китайскими коллегами [376]. Существенную поддержку играли данные, полученные при изучении изотопов углерода и кислорода в карбонатных разностях [178, 179], которые отчасти для некоторых объектов использованы и в настоящей работе. В совокупности они привели к убеждению, что при качественном использовании сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) можно получить не только новые, но и достаточно убедительные, доказательные данные, позволяющие в определенной степени понять характер и условия формирования рассматриваемых типов руд. В работе менее широко используются методы различных видов анализов, исключая микрозондирование — изучение вещественного состава на основе получения энерго-дисперсионных спектров. Нашей целью не было изучение химического состава, как такого, поскольку в соответствующей литературе можно найти многочисленные сведения по широко известным месторождениям и проявлениям.

Рассматриваются, как уже сказано, разные типы руд, в том числе как первичные, так и продукты их выветривания. Предпочтение отдавалось более крупным объектам, но представлены и не промышленные, но важные в генетическом плане проявления. В основном использованы для изучения образцы руд и пород, отобранные авторами работы, но также образцы и коллег-исследователей, любезно переданных авторам для изучения. Для создания более полной картины возникновения процессов минерализации использованы результаты исследований и изучения в СЭМ руд по некоторым районам континентов, океана, морей зарубежных коллег. Следует отметить, что для многих районов наше изучение в СЭМ было пионерским. Соответственно, особенно для некоторых крупных месторождений, выполненное изучение необходимо считать началь-

ным, требующим дальнейшего развития, поскольку объем изученных образцов не превосходит нескольких десятков. В некоторых случаях была возможность изучить только ограниченное число образцов — один или два, что, конечно, недостаточно, для однозначных выводов. Но даже такие ограниченные наблюдения оказались полезными, поскольку явно стимулировали дальнейшее, более полное изучение. В любом случае авторы убеждены, что без серьезного изучения в СЭМ получить сколько-нибудь доказательные данные о сложении и условиях формирования экзогенных руд невозможно. Оптическая микроскопия совершенно недостаточна для этого. Конечно, необходимо использование и других методов, в частности, в работе используются данные анализа изотопов С и О.

Естественно, широкое использование в изучении рудной минерализации СЭМ в настоящей монографии должно рассматриваться лишь как начало длительного процесса систематических исследований, поскольку, конечно, объем изученного материала (при всей его значительности в многие сотни образцов) для полного и детального исследования отдельных объектов, естественно, недостаточен.

В нашем распоряжении был и серьезный материал для сравнения, полученный при изучении других типов руд, как уже отмечалось выше. Особенно важным было то обстоятельство, что в некоторых случаях марганцевые руды и, в частности, фосфориты, залегают в одних слоях или пространственно совмещены. И это позволяло использовать определенные полученные при изучении фосфоритов данные для интерпретации условий формирования марганцевой и железомарганцевой минерализации.

Уже на первых этапах подготовки монографии, начатой несколько лет тому назад, авторы поддерживали тесные контакты с китайскими коллегами, что позволило подготовить специальный раздел по некоторым рудам Китая. Весьма важным было участие в работе и грузинских коллег, несмотря на все сложности межгосударственных отношений, представивших каменный материал для изучения, особенно, образцы фосфоритов из рудоносной пачки Чиатурского месторождения, которые практически не были до этого специально исследованы. Важное значение имели и совместные работы с сотрудниками Словацкой академии наук по изучению минерализованных марганцем микробиологических остатков в зоне выветривания рудоносных жил полиметаллического месторождения.

Структура монографии определяется тем комплексом геологических образований, который был исследован. Она включает распространенные на континентах, так и в современном Мировом океане руды, как сравнительно глубоководные ЖМ конкреции и корки, так и широко распространенные мелководные конкреции различных морей, а также озер. Континентальные месторождения и проявления тоже образованы в весьма мелководных морских условиях. И лишь образования кор выветривания на континентах не являются морским по обстановкам формирования. В отдельный блок выделена характеристика сравнительно глубоководной железомарганцевой оксидной минерализации океана, поскольку она весьма специфична и отражает проявление иных генетически процессов. Вулканогенно-осадочные руды, тесно связанные с вулканогенными толщами, в работе не рассматриваются. Им предполагается посвятить специальную монографию. В заключительном разделе обсуждаются определяющие проблемы марганцевого и железомарганцевого рудогенеза в океанических обстановках.

Работа была выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований 10-04-01475а и 10-05-00547а.

Существенно трудной оказалась проблема привлечения средств на издание настоящей монографии. Просьбы о выделении средств к ДВГИ, ДВО РАН и в Президиум РАН не были поддержаны без объяснений. На обращение в РОСГЕО было получено принятое совместно с представителями Министерства (ГОНИ РОСНЕДРА) решения о присуждении монографии диплома и отмечена ее интересность и содержательность, рекомендована к изданию, но деньги выделены не были, первый же автор ее был награжден Почетной грамотой. Были предпринят ряд попыток издания в некоторых других организациях, в том числе и за границей, но только благодаря поддержке ЮЖМОРГЕО удалось издать ее без затруднений.

## Глава 1. КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ МАРГАНЦЕВОЙ И ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

*Э.Л. Школьник*

В этом разделе рассмотрены самые основные тенденции развития геологической мысли о формировании марганцевой и железомарганцевой минерализации за последнее столетие, что позволит затем оценивать полученные результаты. Детально многие из этих вопросов рассмотрены в сравнительно недавней монографии С. Роя [241], что позволяет здесь ограничиться довольно кратко обобщением.

Создание не противоречивой картины формирования осадочных марганцевых и железомарганцевых руд и соответствующей непромышленной минерализации до сих пор не завершено, несмотря на более чем столетнее широкое изучение и разработку многих месторождений. Поэтому приходится прилагать еще серьезные усилия для расшифровки кода их формирования с целью оптимизации поисковых усилий. Значительный вклад в изучение этого оруденения внесли и отечественные специалисты — А.Г. Бетехтин, Н.М. Страхов, И.М. Варенцов, Л.Е. Штеренберг, Д.Г. Сапожников, А.Т. Суслов, Б.М. Михайлов, Ж.В. Домбровская и многие другие. В последнее десятилетие особое значение приобрели исследования ЖМ конкреций и корок морей и океана — резерва источников соответствующего сырья будущего развития человечества, изучение которых начато еще Дж. Мерреем, а в последние десятилетия развивалось отечественными специалистами Н.М. Страховым, Н.М. Волковым, Г.Н. Батуриным, И.Н. Говоровым, Е.М. Емельяновым, М.Е. Мельниковым, В.М. Юбко, В.В. Кругляковым и другими.

В результате реализации значительных усилий многие проблемы геологической ассоциации оруденения и вмещающих пород, стратиграфического и литологического размещения, общие черты вещественного состава руд к настоящему времени в значительной степени рассмотрены и получили адекватную оценку. Вместе с тем, еще остаются весьма неясными и дискуссионными некоторые принципиальные вопросы образования рассматриваемого оруденения

Начало XX века и до его середины можно назвать временем почти абсолютного господства идей о чисто химическом осаждении из морской воды соответствующей минерализации. Конечно, такие представления, как и всегда, отражали соответствующие времени возможности изучения рудных объектов — в данном случае: использование оптического микроскопа и относительно простые аналитические процедуры на достаточно весомой массе вещества. Классические работы Н.Г. Бетехтина, Н.М. Страхова и ряда других исследователей отражают взгляды эпохи. Но уже в то время выражались иные, резко противоположные представления, например, А.Г. Володина [79] о важной роли микробиоты в формировании руд, конечно, сразу ни кем не поддержанные и, видимо, отчасти за них автор идеи поплатился личной свободой. В зарубежной литературе подобные или близкие идеи начали рассматриваться еще в первой половине XIX века (Ehrenberg). При этом, относительно широкое распространение затем получили идеи о прямой роли микроорганизмов вследствие своей жизнедеятельности в отложении железомарганцевых конкреций и других подобных образований, особенно в озерных условиях, хотя прямое химическое отложение из наддоной воды не отвергалось.

Важную роль сыграли работы выдающегося отечественного ученого академика В.И. Вернадского, особенно подчеркивавшего биогенное происхождение природных соединений, в частности, железа и марганца [72].

Во второй половине века начинают значительно развиваться представления о важной роли диагенетических процессов, видимо, прежде всего потому, что реальных наблюдений по чисто химическому осаждению все-таки не было получено, а для концентрически-зональных конкреций, например, столь частых в рассматриваемой минерализации, трудно представить осаждение

из наддоной воды. В этом направлении также определяющими применительно к марганцевой минерализации были работы Н.М. Страхова. Особенно эти представления стали востребованными с началом изучения железомарганцевых конкреций и корок океана и морей. Если понимать диагенетические процессы как ведущие к превращению осадка в породу, появление в илах твердых конкреций, казалось бы, указывает на начало процесса литификации. Однако, совершенно понятно, что те же конкреции формируются на совершенно иной вещественной и физико-химической основе, чем собственно превращение вмещающего ила в породу. По сути же здесь используется только один элемент — поступление к растущей конкреции иловых растворов, несущих рудное вещество. Обычно возможные интервалы перемещения таких растворов ограничивают несколькими сантиметрами. Однако, простые расчеты показывают, что столь небольшие расстояния не обеспечат поступление достаточной массы рудного вещества для образования крупных конкреций, размеры которых достигают иногда десятков сантиметров в поперечнике.

По сути такие представления в целом можно считать господствующими до настоящего времени, хотя строго говоря, достаточно четко и фактически убедительно они не подтверждены, в том числе и хорошими экспериментами. Исключая лишь эксперименты с бактериальными формами, которые, однако, не привели к формированию экспериментальных аналогов конкреций и корок. А последние заключения американских специалистов, что *Metallogenium* и подобные формы вообще не являются бактериями, а продуктами жизнедеятельности неясных форм, поставило под вопрос многие выполненные ранее исследования. Действительно, как можно было проводить эксперименты с такими формами бактерий, их культивировать, пересаживать и т.п., если они не существуют?

Немаловажно и то, что принципиальная оценка образования скоплений оксидов и карбонатов марганца разного характера определялась, прежде всего, на основе характера переменной валентности и соответственно изменений степени окисленности — восстановленности среды. Эта принципиальная схема, конечно, исходит из принципиальных особенностей марганца как химического элемента. Вопрос, однако, в том, как иначе доказать непосредственное отложение оксидов-карбонатов марганца и т.д.

Одновременно начинают интенсивно дискутироваться и источники поступления колоссальных масс марганца и железа, и все большее внимание стало уделяться вулканизму, отчасти как альтернативе поставок марганца с выветривающихся пород суши. Соответственно был выделен и собственно вулканогенно-осадочный тип оруденения. При этом к нему стали относить как оруденению, непосредственно локализованному в вулканогенных толщах, так и даже значительно удаленному от вулканических центров. Не всегда крайние взгляды получали достойную фактическую поддержку, но позволяли сравнительно просто выходить из проблемы в условиях отсутствия серьезных возражений.

Важное значение ряд специалистов стал придавать и роли эвксинских сероводородных бассейнов, благо пример современного Черного моря, почти непосредственно примыкающего к значительным марганцевоносным накоплениям, кажется весьма значимым [265]. При поступлении в прибереговую зону этих глубинных вод, обогащенных марганцем, и могли возникать, по этим представлениям, указанные крупные скопления. Однако, непосредственные многократные наблюдения в местах современного поступления глубинных сероводородных вод в прибрежную зону Черного моря одним из авторов настоящей работы показывают, что никакого отложения рудных компонентов не происходит и поэтому соответствующие представления весьма уязвимы для критики и могут существовать только потому, что авторы их не были в прибрежных районах этого моря. Несколько другой вариант проявления сероводородного заражения разрабатывается Е.М. Емельяновым [133], который полагает, что расслоение вод морских бассейнов после их соединения с океаном и проникновение соленых вод, приводит к тому, что в западинах формируются конкреции карбоната марганца, а в окислительных обстановках на мелководье — оксиды. Перемывы накопленных рудных компонентов формируют собственно месторождения типа Никопольского.

Определенным элементом, который вносит в рассматриваемую проблему важный момент, явилось установление достаточно давно, в 70-е годы в докембрии Ботсваны строматолитов, сложенных оксидами марганца, на что не было обращено должного внимания. В дальнейшем были

открыты некоторыми из авторов монографии строматолиты, сложенные карбонатами марганца и железа, что продолжилось в дальнейшем (см. ниже). Эти наблюдения представили абсолютные доказательства замещения различными соединениями марганца биологических остатков. Можно напомнить, что давно известны строматолиты, замещенные фосфатами кальция, а также и оксидами железа. Таким образом, для триады: руды фосфора, марганца и железа устанавливаются однозначные примеры замещения биологических остатков этими рудными продуктами, что, конечно, не может считаться случайным. Удивительно, однако, что такие абсолютные данные практически не анализируются и не обсуждаются.

В последнее время И.М. Варенцовым, Н.Г. Музылевым [71] обращено внимание на связь гигантского олигоценового марганцевого рудогенеза с глобальными геологическими перестройками, происходившими на территории от Центральной Европы до Средней Азии, которые сопровождались и общим значительным увеличением поставок вулканического, гидротермального марганца в бассейны. Соответственно, в конечном счете, такой марганец и мог способствовать реализации марганцеворудного процесса в Восточном Паратетисе, однако, требуется более детальное, конкретное подтверждение такой связи.

Не меньше проблем с источниками рудного вещества, которые и сейчас рассматриваются в рамках: 1) сноса с выветривающейся прилегающей суши, 2) вулканизма, 3) зон сероводородного заражения, 4) общего резерва морской воды. В последние годы к этим давно известным мнениям присоединились и идеи о гальмиролизе, особенно вулканических пород, как вероятном важном источнике.

Для глубоководных ЖМ корок и конкреций, известных более сотни лет, интенсивно в последние годы изучавшихся, именно гальмиролиз завершил пока картину возможных источников. По сути же за все эти годы принципиальных изменений взглядов не произошло: ЖМ корки — существенно гидрогенные, конкреции — диагенетические практически принимается подавляющим большинством отечественных и зарубежных исследователей. Однако, все же начинают появляться признаки неудовлетворенности такими постулатами. Наряду с идеями о гальмиролизе, отчасти говорится о замещении биологических форм в этих образованиях. В самое последнее время часть авторов монографии выступили с принципиальной оценкой развития таких корок и конкреций в результате действия проникающих в поверхностную зону низкотемпературных флюидных продуктов гальмиролиза вулканических оснований гайотов и в разрезе глубоководных котловин океана. Соответственно возникла явная ситуация образования определенного спектра суждений, значительно отличающихся друг от друга. И это привело к идее дать возможность представителям различных мнений высказать свои мнения и доказательства своей точки зрения, т.е. провести определенную дискуссию. К большому сожалению, один из намечавшихся ее участников Л.М. Грамм-Осипов ушел из жизни, что, конечно, сузило представления вариантов, но авторы благодарны ему за поддержку идеи.

К концу XX века ситуация стала заметно меняться в связи с внедрением методов анализа изотопов, прежде всего, углерода и кислорода, а также и электронной микроскопии, особенно сканирующей, отчасти прецизионных видов анализа. Настоящая монография и отражает такой уровень изучения, прежде всего, в части выяснения тонких черт строения минерализованных объектов. Это позволяет получить такую информацию, которая не доступна при изучении, допустим, в оптическом микроскопе. Соответственно, и стали меняться теоретические представления: в ряде стран (Китай, Венгрия, Россия, Австралия, Индия и др.) были получены данные о том, что в целом ряде случаев рассматриваемые рудные образования сложены минерализованными органическими остатками, преимущественно микробиальными (см. ниже). Конечно, примеры присутствия, иногда даже значительных количеств разных органических остатков в рудных образованиях были известны и ранее, но теперь определяющими уже считаются именно такие явления, а собственно чисто химическим процессам непосредственного отложения в широком смысле слова в большинстве случаев уже не может отводиться сколь-нибудь доминирующей роли. Именно поиск доминантной позиции и является сверхзадачей в наше время, а не просто нахождение ограниченных скоплений остатков организмов, как еще часто мы видим в целом ряде публикаций. Так, установление некоторого количества обычно замещенных рудным веществом органических остатков в глубоководных корках и конкрециях, еще не может говорить о серьезном участии биоты в

их образовании, ибо в подавляющей части рудного материала невозможно установить какие-либо признаки их присутствия, а замещению подвергаются и органические остатки, значительно разорванные во времени от процесса собственно рудного замещения. Изотопный анализ также показал необходимость учета указанных факторов. Для некоторых из рассматриваемых в монографии месторождений приводятся оригинальные и известные материалы по анализу изотопов, что позволяет сравнить их с наблюдениями этих же руд в СЭМ, и это практически до сих пор почти не делалось. Собственно настоящая монография и является развитием такого направления исследований и имеет конечной целью расширить сферу доминантной оценки рассматриваемой минерализации для получения новых фактов и доказательств об условиях ее формирования.

Конечно, не все аспекты генетической проблемы можно решить применяемыми методами, что прекрасно понимают авторы настоящей работы, но без использования этих методов и оценок, невозможно получить определенный комплекс фактических наблюдений, который должен серьезно учитываться.

К сожалению, часто приходится сталкиваться с тем, что многие защищаемые тем или иным исследователем теоретические представления не подкреплены необходимым фактическим материалом, а определяются некоторыми общими теоретическими посылками о поведении марганца в различных геохимических обстановках, концентрациях в осадках, морской воде и т.д. Поэтому в необходимых случаях вполне правомерно допускать дискуссионное обсуждение некоторых генетических представлений, чтобы дать читателю возможность самому оценить позиции сторон, а не получать одностороннюю точку зрения. Настоящая работа является коллективной, построенной на определенных принципах свободы выражения каждым из соавторов своих теоретических позиций, которые не обязательно разделяются другими.

Поскольку в работе рассматривается широкий спектр обстановок, в которых проявлена рассматриваемая минерализация, развитие теоретических представлений возможно, строго говоря, только применительно к конкретным типам. В этом отношении следует отметить, что существенное значение имеют и месторождения кор выветривания марганцевых и железомарганцевых руд, иногда обладающие грандиозными запасами с высоким качеством. В монографии этому типу минерализации уделено определенное внимание, естественно, при изучении использовался СЭМ, что позволило получить некоторые новые данные. В принципиальной части они не отличаются от результатов, полученных при изучении бокситоносных кор выветривания [316].

Выполненный обзор был бы не полным, если бы не были специально оценены некоторые аспекты роли организмов, в том числе и особо микроорганизмов в рассматриваемом рудогенезе. В этом отношении следует обратить внимание на недавно вышедшую работу известного микробиолога А.В. Пиневича [229], в которой много внимания уделено проблемам биоминерализации марганца, отчасти и железа, и взаимодействию организмов с этими компонентами в условиях разных сред. При ознакомлении с ней становится понятным, что организмы, в том числе, прежде всего, микроорганизмы, связаны с этими рудными компонентами весьма тесно, но еще не достаточно полно изучен этот процесс, хотя явно просматривается важная роль организмов в поведении марганца и железа в осадках. Микроорганизмы могут, в общем говоря, накапливать на разных поверхностях своих клеток, как на матрице, соединения марганца, прежде всего диоксиды. Некоторые ранее широко известные примеры оказались, однако, не непосредственными накоплениями на клетках микробиоты, а возможно продуктами жизнедеятельности, отложенными на разных субстратах. Насколько ясно, нет указаний об инкорпорации марганца внутрь клеточных структур, подобно тому, как это показано для фосфоритов. Возможно, это обусловлено тем, что микробиологи преимущественно анализируют свежие образования или живые структуры, а геологи давно минерализованные остатки организмов, которые могут фиксировать марганец и после отмирания. Тем не менее, необходимо учитывать наблюдения, получаемые на разных стадиях развития живой массы и мортмассы.

Подводя итоги выполненного рассмотрения можно отметить, что еще не существует единой, всеобщее принятой концепции марганцевого и железомарганцевого рудогенеза и предстоит значительная работа по ее формированию. И это будет тем быстрее, чем больше будет получено максимально точных наблюдений, однозначно интерпретируемых фактов, на что и ориентирована настоящая работа.

## Глава 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Э.Л. Школьник*

В работе использованы, большей частью, данные, собранные авторами соответствующих разделов при изучении рассматриваемых объектов. В некоторых случаях были представлены обзоры по существующим литературным источникам. Соответствующие ссылки делаются в необходимых случаях.

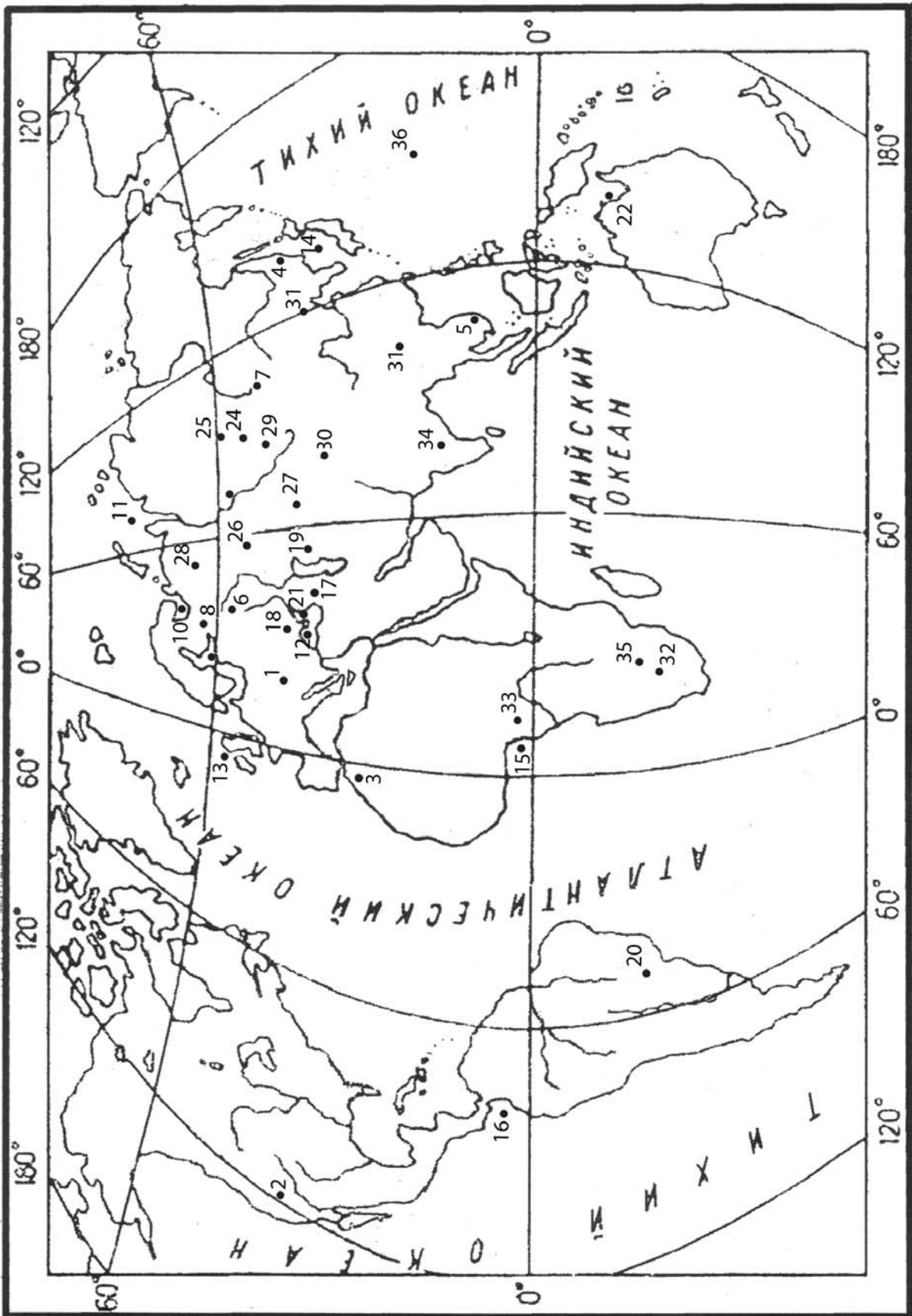
Каменный материал получен из разных источников: большей частью исследованные образцы, собраны авторами разделов во время полевых исследований в соответствующих регионах. В определенных случаях образцы представлены коллегами из различных отечественных и зарубежных организаций. В любых случаях даются соответствующие указания на источник образцов. Иногда представлялись уже результаты изучения в виде фотографий в СЭМ, о чем также делаются необходимые пояснения. И, наконец, некоторые разделы — это сжатые отреферированные статьи, опубликованные, большей частью в зарубежных научных журналах, сопровождаемые приводимыми фотографиями в СЭМ, позволяющие представить конкретный тип марганцевой и железомарганцевой минерализации, отсутствующий или специально не изученной на территории России. Соответствующие пояснения также даются.

Следует отметить, что некоторое количество образцов из коллекции Ж. Домбровской в ИГЕМ РАН была передана нам сотрудниками ИГЕМ, а не ею лично. Целый ряд фотографий в СЭМ прислал сотрудник НИПГ АН КНР Иен Лейминг.

В результате в целом удалось получить минимально необходимый каменный материал широкого возрастного диапазона: от глубокого докембрия до четвертичных и современных образований, включая целый ряд крупнейших месторождений марганцевых руд мира, а также многочисленных проявлений. На рис. 1 показаны те районы, из которых имелся каменный материал и проводилось его изучение, а также районы, по которым использовались опубликованные данные, в том числе результаты изучения в СЭМ.

Настоящие исследования были начаты изучением в СЭМ строматолитов кембрийского железомарганцевого горизонта Каратауского фосфоритоносного бассейна [314], в результате которого выяснилось, что строматолиты сложены железистым карбонатом марганца. Это стало первой находкой строматолитов из карбонатов марганца, до этого были известны только строматолиты, сложенные оксидами марганца в Ботсване [426]. Только позже, в некоторых регионах были сделаны аналогичные находки; некоторые новые данные впервые приводятся и в настоящей монографии. Инициатива постановки исследований была поддержана директорами ДВГИ ДВО РАН и ПИН РАН, что, конечно, способствовало их реализации в довольно значительном объеме. Авторы весьма благодарны за поддержку исследований.

Исследования продолжались по 2010 г., в связи с получением все новых, интересных материалов. Ранее запланированные сроки пришлось соблюдать с трудом. Изучение осуществлялось на лабораторной базе ПИН РАН, в основном, Е.А. Жегалло и Э.Л. Школьником, при небольшом участии некоторых из соавторов монографии. Использовался микроскоп Cam-Skan-4 с совмещенным микроанализатором (одноплатным спектрометром) Sbs — 50M «НПО «ЮНИ-Экспорт». Микроанализы полуколичественные, близкие к качественным. Изучались преимущественно сколы образцов, реже прозрачные шлифы, напылявшиеся золотом (поэтому на прилагаемых графиках энерго-дисперсионных спектров — ЭДС постоянно присутствует пик золота, а иногда и палладия, если использовалось содержащее палладий золото). В процессе исследований было установлено, что травление в слабых кислотах весьма способствует во многих случаях вскрытию структуры минерализованных пород (микрофотографии, имеющие в нижнем левом углу букву t, указывают на образцы, подвергшиеся травлению кислотами, кроме того даются указания в тексте при описании). Исключительно важным было обеспечение уверенной работы СЭМ и микроанализатора, осуществленное Л.Т. Протасевичем и А.В. Кравцевым, которым авторы весьма бла-





годарны за их неоценимый вклад. Целый ряд фотографий сделан А.В. Мазиным (ПИН РАН), которому авторы очень признательны.

Публикуется более 1200 микрофотографий и фотографий образцов из более чем 1700 сделанных. Основанием для вынужденного отбора служили лишь научное значение фотографии и качество исполнения. Естественно, исключалось и дублирование наблюдений, что должен знать читатель — фактически можно было представить заметно больше разных фотографий, подтверждающих развиваемые представления, что, конечно, важно в доказательном отношении, но публикация одинаковых фотографий была бы не экономным использованием площади издания, на что авторы не могли пойти. Соответственно не помещены и все сделанные микроанализы, поскольку потребовалась также более значительная площадь, заметно увеличившая бы объем книги.

Некоторая часть анализов при изучении микробиальных нарастаний в пустотах жилы Терезия месторождения Банска Штявница в Словакии выполнены в ИГЕМ РАН и Геологическом институте АН Словакии, некоторые анализы — в ИО РАН

В особый блок выделены данные по глубоководным коркам и конкрециям океана, поскольку они отчетливо специфичны по характеру, сложению и, особенно, составу. В качестве материала для сравнения было решено поместить описания по сути месторождений корок и конкреций, сравнительно мало известные широкому кругу специалистов. Это позволило охарактеризовать их специфику. Поскольку проблема их образования сложная и существует различный спектр мнений, было решено представить читателю небольшую свободную дискуссию, позволяющую ознакомиться с различной аргументацией и выработать свою позицию.

Выполненное изучение может рассматриваться и как начало большой работы по более полному изучению рассматриваемой минерализации, особенно для руд континентов. Прежде всего, необходимо систематическое и последовательное изучение руд крупных промышленных и перспективных месторождений, которое позволит определить как детали строения руд, иногда настолько сложные, что могут быть расшифрованы только с помощью СЭМ, а также получить значительные основания для расшифровки их генезиса, важные для направления поисков и оценки.

Настоящая работа не была бы выполнена без поддержки академика-секретаря РАН А.Ю. Розанова и директора ДВГИ ДВО РАН академика РАН А.И. Ханчука, за что авторы им признательны. Авторы признательны за высокую оценку их труда Комиссией РОСГЕО и Федеральным агентством по недропользованию как важного для развития отечественной геологической науки и производства и рекомендацию к публикации.

← **Рис. 1. Схема расположения месторождений и проявлений, которые рассмотрены в работе:**

1 — Банска Штявница, Словакия (3.1); 2 — Калифорния, США (3.2); 3 — Марокко (3.3); 4 — Дальний Восток, Россия (3.4.1); 5 — Вьетнам (3.4.1); 6 — Московская область, Россия (3.4.2); 7 — Байкал, Россия (3.5.1); 8 — Пуннус-ярви, Россия (3.5.2); Сегозеро, Россия (3.5.3); 9 — Балтийское море, Россия (3.6.1); 10 — Белое море, Россия (3.6.2); 11 — Карское море, Россия (3.6.3); 12 — Черное море, Россия (3.6.4); 13 — Фейн, Шотландия (3.6.5); 14 — Японское море (3.6.6); 15 — Камерун (3.6.7); 16 — Панама (3.6.8); 17 — Чиатура, Грузия (4.1); 18 — Никополь, Украина (4.2); 19 — Мангышлак, Казахстан (4.3); 20 — Посус де Калдас, Бразилия (4.4); 21 — Тамань, Россия, Керчь, Украина (4.5); 22 — Грут Эйланд, Австралия (5.1); 23 — Западная Сибирь, Россия (5.2); 24 — Олимпиада, Россия (5.3); 25 — Чадобецкое, Россия (5.4); 26 — Улутелякское, Россия (6.1); 27 — Аккермановское, Россия (6.2); 28 — Паранокское, Россия (6.3); 29 — Усинское, Россия (6.4); 30 — Каратау, Казахстан (6.5); 31 — Китай (7.1); 32 — Маматван, ЮАР (7.2); 33 — Габон (7.3); 34 — Пенанга, Индия (7.4); 35 — Ботсвана (7.5); 36 — гайот Федорова, Тихий океан (8.1).

### Глава 3.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ МАРГАНЦЕВАЯ И ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Начиная характеристику изученных в СЭМ образцов месторождений и проявлений марганцевой и железомарганцевой минерализации, мы представляем прежде всего наиболее молодую минерализацию, практически не затронутую последующими процессами изменения разного характера — т.е. минерализацию в почти так сказать в «чистом виде».

Затем мы рассмотрим указанную минерализацию еще в двух обстановках: на поверхности скальных пород в пустынях — т.н. «пустынный загар», и в отложениях горячих источников — в травертинах. В этом разделе не рассматриваются собственно продукты непосредственного выветривания, выраженные в образовании соответствующих кор выветривания, а только минерализация в твердых, не измененных заметно породах. По сути — это продукты проникновения и отложения в твердых породах оксидов и здесь рассматриваются именно причины формирования этих форм. По результатам исследования этой минерализации опубликовано много работ, которые, однако, не очень привлекли внимания исследователей, хотя здесь получены очень важные данные для понимания образования железомарганцевых накоплений в других обстановках.

### 3.1. Марганцевая минерализация микробильных наростаний в пустотах жилы Терезия золото-полиметаллического месторождения Банска Штявница, Словакия

*М. Габер, С. Елень, В.А. Коваленкер, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

В условиях выветривания, в частности, в пещерах и аналогичных обстановках, уже достаточно давно известно [3, 425, 239, 357] формирование скоплений оксидов (гидрооксидов) марганца, обычно обусловленное тем, что выветривающиеся породы сложены различными марганецсодержащими минералами, которые растворяются и окисляются, что и определяет появление таких образований. Именно для таких условий описаны и некоторые биоморфные структуры в наростаниях по стенкам подземных пустот [365], что представляется вполне естественным. Однако, до сих пор не предложена разумная концепция формирования таких структур.

В распоряжении авторов имелась небольшая коллекция образцов из подобных продуктов отложения по стенкам подземных пустот в золото-полиметаллической жиле Терезия рудного поля месторождения Банска Штявница в Западных Карпатах Центральной Словакии, собранная нашими словацкими коллегами и любезно переданная для изучения.

Подробные сведения о геологическом строении месторождения изложены в статьях некоторых из авторов настоящего описания [393, 132], к которым мы отсылаем заинтересованного читателя. Здесь только отметим, что вышеуказанная жила располагается в порфиритах и андезитах тортонского времени, образующих нижнюю часть внутренней кальдеры стратовулкана Штявница. Горные выработки, откуда происходит материал, находятся на высоте около 754 м над уровнем моря. Из рудных минералов в жиле развиты сфалерит, халькопирит, пирит, акантит, тетраэдрит, полибазит, золото, электрум и др. Присутствие марганцевых гипергенных наростаний обусловлено развитием в жильной массе Mn-кальцита, родонита, Са-кутнагорита. Вторичные продукты подземного выветривания, представленные тодорокитом, криптомеланом, коронадитом, обычно присутствуют в центральных частях пустот жил, часто усеянных превосходными кристаллами кварца. Серо-коричневые, тонкозернистые их агрегаты и корки характеризуются серебристым оттенком и достигают 4 см толщины. Также присутствуют сфероидальные и неправильные агрегаты с радиальной до волокнистой текстурой, которые образуются очень небольшими игольчато-подобными кристаллами.

### Результаты изучения в СЭМ

В СЭМ была детально изучена корка нарастания на стенке пустоты в жиле. Верхняя и нижняя части корки при малом увеличении представлены на фиг. 1 и 2. Нами были выделены 7 микрослоек. Большинство из них (1, 2, 4, 5, 7) имеют плотное строение.

На фиг. 3 представлен слой 5; хорошо видно, что он состоит из вертикальных столбчатых структур, тесно соприкасающихся друг с другом. При больших увеличениях видно (рис. 4–6), что они образованы хаотическим переплетениями длинных (сотни мкм) тонких (толщиной 1–2 мк) и очень тонких нитей (толщиной доли мк). Более толстые нити являются гифами низших грибов, а тончайшие — актиномицетами. Аналогичное строение имеют все плотные слои. Только у 4 слоя (фиг. 7, 8) в верхней части имеются округлые формы из очень тонких нитей актиномицетов, создающих пушистый облик (фиг. 9, 10).

Другое строение имеют слои 3 и 6. Общий вид слоя представлен 3 на фиг. 11, а на фиг. 12 приведен ЭДС слоя, который указывает на исключительно марганцевый состав; аналогичная картина наблюдается и у других слоев. Внешне он выглядит как пористый и рыхлый, такой облик (фиг. 13) создает мицелий низших грибов (собранные в пучки гифы), местами на нем видны округлые скопления, скорее всего это плодовые тела (фиг. 14–16). На этих же фотографиях можно увидеть, что большая часть мицелия и плодовые тела покрыты полупрозрачным покровом, который образуют тончайшие нити актиномицетов, они же образуют на концах мицелия перистые, венчикообразные, шарообразные образования, аналогичные слою 4. На фиг. 16 видно как актиномицеты (современные, не минерализованные) заселяют уже сформированный и минерализованный слой. Слой 6 (фиг. 17) похож на 3, тоже при малых увеличениях выглядит как пористый, и образован так же (фиг. 18), но большую роль играют актиномицеты, которые образуют не только покровы на грибном мицелии (фиг. 18), но и отдельные структуры (фиг. 19). На фиг. 20 при большом увеличении хорошо видно их строение из тончайших нитей. В этом слое также можно встретить современные актиномицеты (фиг. 21). Для этого слоя характерно присутствие почти правильных ромбоэдрических кристаллов карбонатов (фиг. 22), которые также были оплетены актиномицетами.

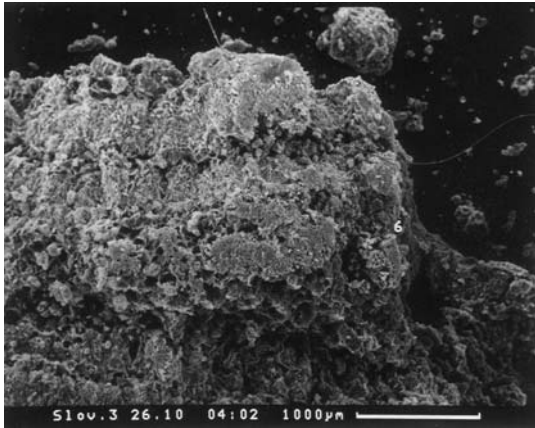
### Заключение по результатам изучения в СЭМ

Практически нет сомнений, что отмеченные выше формы, скорее всего, являются биоморфозами, на что указывает аналогия некоторых из них с ранее описанными в других районах. На это же указали сотрудники Института микробиологии РАН, которым были показаны представленные здесь фотографии. Кроме того, на приборе IR C-mat 5500 Strohlein с точностью определения 0,05% установлено в них содержание  $C_{орг}$  в пределах 0,1–0,22%, что также скорее говорит о изначально биогенном характере нарастаний, но затем замещенных существенно марганцем. Все выполненные микрондзовые анализы непосредственно микробиальных форм показали результаты, аналогичные представленным на фиг. 12. Поскольку при аналитическом изучении рассмотренных нарастаний невозможно выделить именно тонкие детали их сложения, а только значительные участки, имеющиеся химические анализы [132] все-таки не характеризуют собственно ткани микробиоты, как микрондзовые анализы. Тем не менее, при любых обстоятельствах содержание Mn колеблется в пределах 46–65% и, скорее всего, собственно минерализованные ткани сложены преимущественно тодорокитом и/или пиролюзитом.

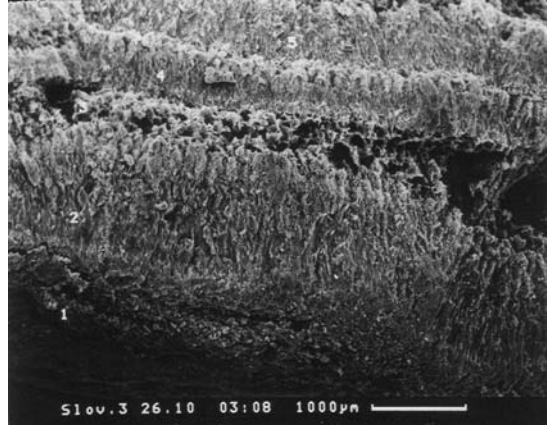
На основе полученных данных создается картина процессов развития в подземных условиях в кавернах коренных пород гипергенных марганцевых накоплений, определяемых последовательным нарастанием на коренные породы слоев, содержащих довольно варьирующие разновидности преимущественно, видимо, грибных и актиномицетных форм. После отмирания этих организмов, возможно, каждого уровня, видимо, осуществлялась минерализация растворами, преимущественно содержащими соединения марганца, возникающими при растворении марганецсодержащих пород жилы. Возможно, этот процесс продолжается и по настоящее время, поскольку установлено присутствие не минерализованных актиномицетов. Формирование в поверхностной зоне окисления первичных карбонатов марганца накоплений минерализованных микробиальных форм ранее было выявлено рядом авторов раздела для т.н. железо-марганцевого горизонта в Каратауском фосфоритоносном бассейне [314] и описано ниже (см. главу 6, раз-

дел 6,5). Представленные здесь наблюдения еще раз подчеркивают, как энергично происходит процесс минерализации соединениями марганца биологических форм в поверхностных обстановках, причем путем репликации по матрице организмов. В данном случае, в отличие от обстановок формирования в илах, в условиях диагенеза, принципиально аналогичный процесс осуществляется в обстановке пещер, в зоне интенсивного окисления. Это также указывает, что главное — это сочетание биологических тканей и минерализованного раствора и не важно, где это сочетание осуществляется: в озерных или морских илах, в зоне выветривания на суше и т.д.

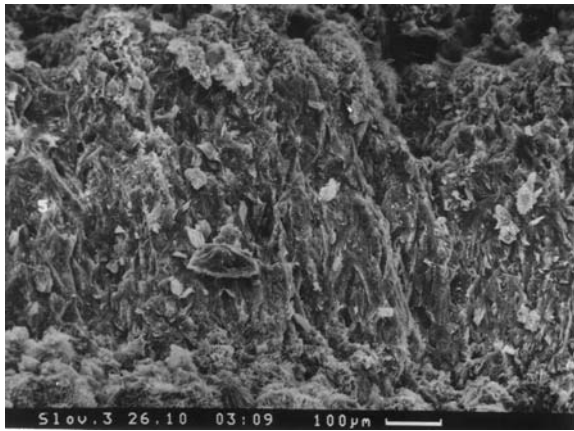
Вместе с тем, изредка устанавливаются и факты не биологического образования в биологических тканях в рассмотренном примере карбонатов, фотография которых приведена на фиг. 22.



Фиг. 1. Корка наростания на стенке при малом увеличении (слойки 6 и 7)



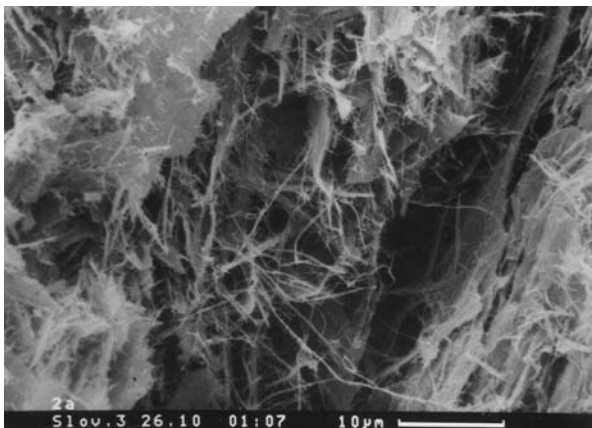
Фиг. 2. Корка наростания на стенке при малом увеличении (слойки 1–5)



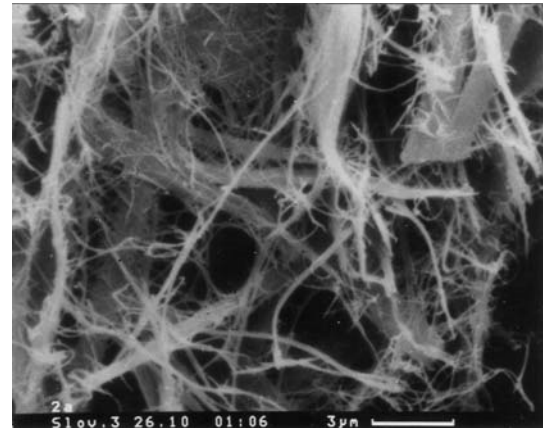
Фиг. 3. Общий вид слойка 5



Фиг. 4.

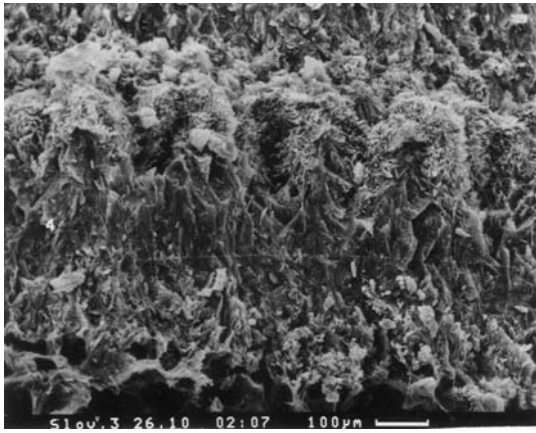


Фиг. 5.

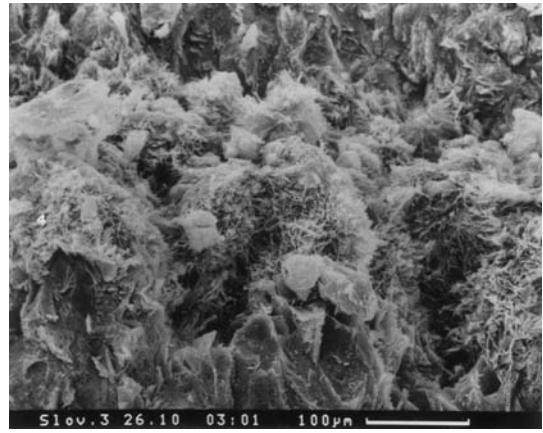


Фиг. 6.

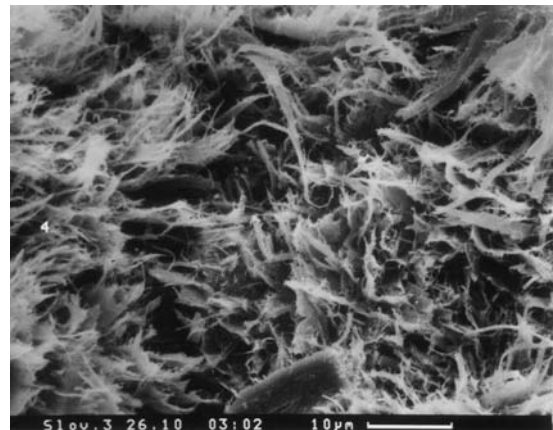
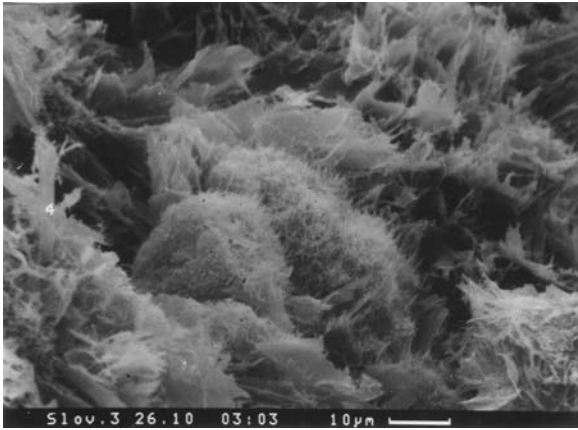
Фиг. 4–6. Строение слойка 5 при больших увеличениях, более толстые нити — гифы низших грибов, а тончайшие — актиномицеты.



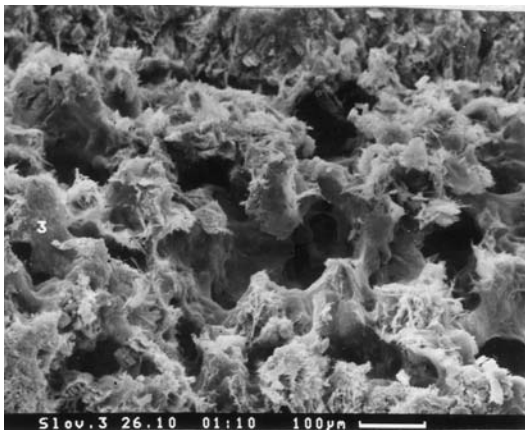
Фиг. 7. Общий вид слояка 4



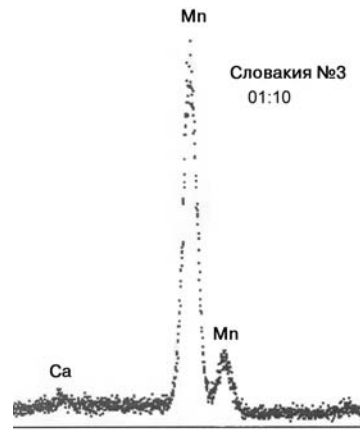
Фиг. 8. Верхняя часть слояка 4



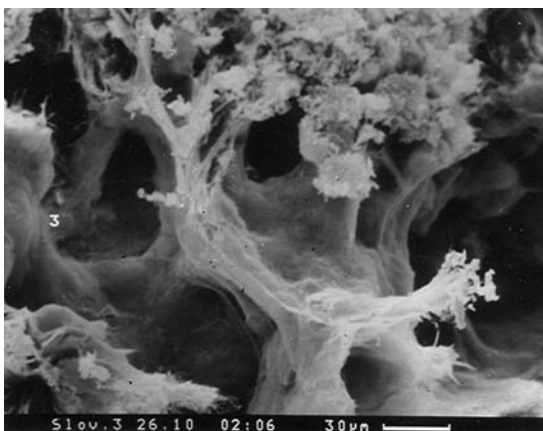
Фиг. 9–10. Верхняя части слояка 4 при большом увеличении



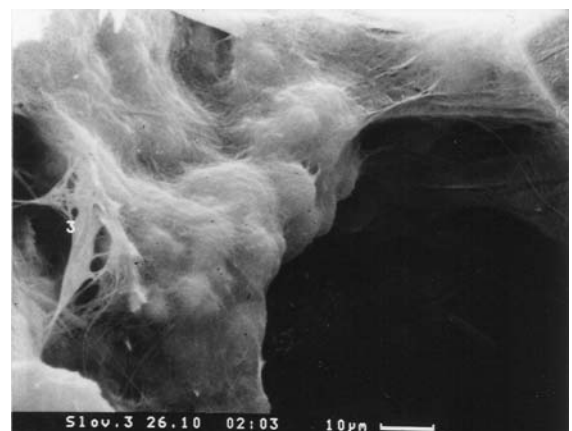
Фиг. 11. Общий вид слояка 3



Фиг. 12. ЭДС слояка 3

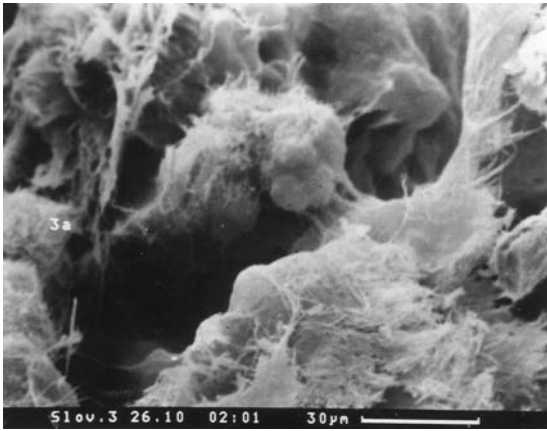


Фиг. 13.

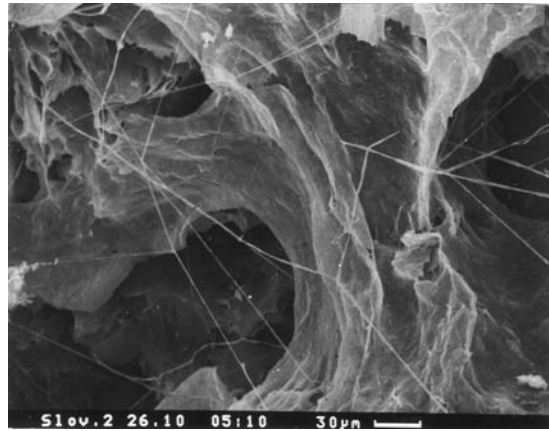


Фиг. 14.

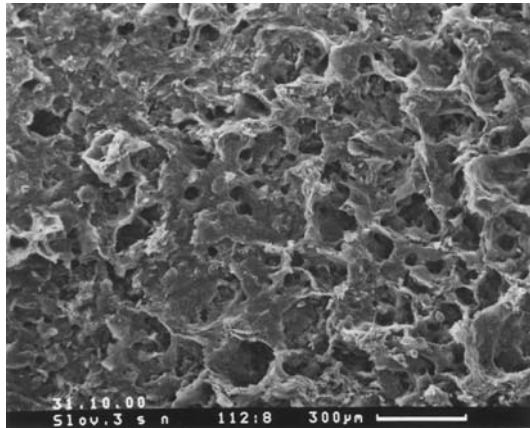
Фиг. 13–16. Строение слояка 3 при больших увеличениях



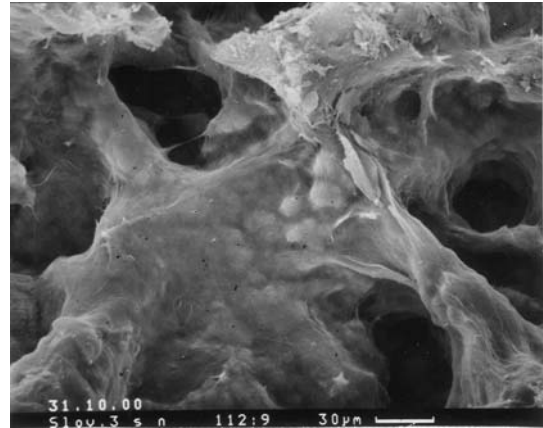
Фиг. 15.



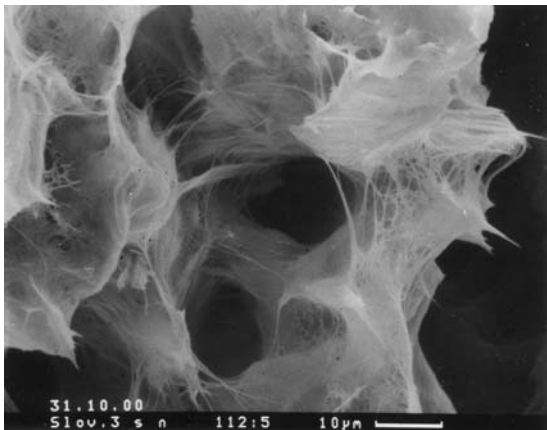
Фиг. 16.



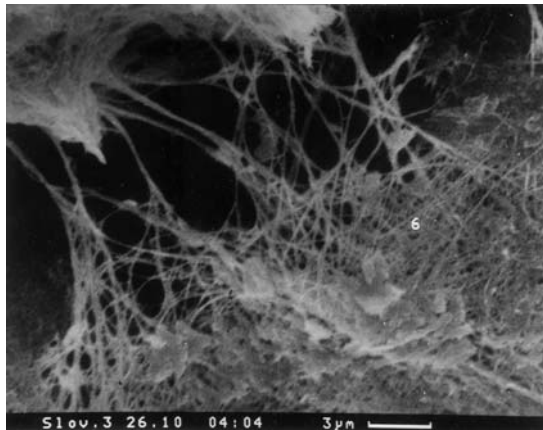
Фиг. 17. Общий вид слоя 6



Фиг. 18.

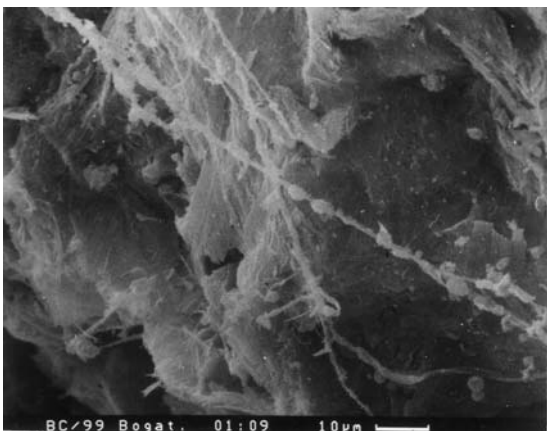


Фиг. 19.

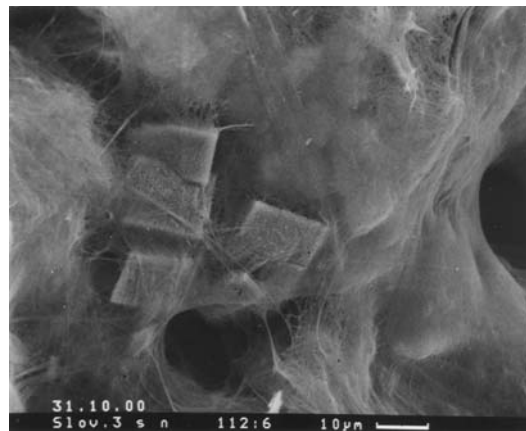


Фиг. 20.

Фиг. 18–22. Структура слоя 6 при больших увеличениях



Фиг. 21.



Фиг. 22.



## 3.2. Железомарганцевая минерализация «пустынного загара», США

*Э.А. Еганов, Э.Л. Школьник* (по материалам [373])

«Пустынный загар» хорошо известен геологам, работавшим в странах с достаточно жарким климатом. Это черные марганцевые, оранжевые железистые, промежуточные темно-коричневые пленки до корок на коренных выходах и свалах пород. Уже давно высказывались мнения о их микробиальном происхождении, но имеется работа, в которой для обоснования такой точки зрения используется СЭМ [373]. Здесь мы приведем краткое резюме этой работы. По Р. Дорн и Т. Оберландеру марганцевые корки возникают чаще на поверхностях пород, смачиваемых периодически водными потоками, а также максимально развиты в высоко пористых породах, легко смачиваемых, бедных органическим веществом, и всем этим благоприятных для роста гетеротрофных бактерий, развивающихся в таких условиях без конкуренции. При этом такие корки из почти 40 мест западной части США и Синайского п-ва Израиля имеют почти нейтральное значение рН, что не благоприятно для химического отложения марганца, но благоприятно для развития микроорганизмов. В железистых корках, напротив, высокий рН, но также благоприятная среда для развития соответствующей микробиоты.

При использовании СЭМ было установлено присутствие в марганцевых корках микробиоты — палочковидных и нитчатых форм и кокк в глинистом матриксе. Они отнесены к подобным *Metallogenium* и другим бактериям. Здесь мы еще раз напомним, что сейчас оспаривается существование таких форм. ЭДС на фиг. 3 соответственно отражает содержание компонентов вокруг бактерии и в целом по корке. Авторы работы полагают, что глинистое заполнение благоприятно для развития микроорганизмов, которые могут абсорбироваться на крупных глинистых частицах, а монтмориллонит и иллит хорошо абсорбируются на бактериальной поверхности и т.д.

Были проведены эксперименты по получению в лабораторных условиях аналогичных природным корок «пустынного загара», которые авторы считают удавшимися. Однако, они полагают, что в рассмотренных примерах присутствуют бактерии типа подобных *Metellogenium* и др. Тем не менее, хотелось бы отметить, что характер установленной микробиоты в принципе не отличается в некоторых случаях от таковой, что мы наблюдали в разных марганцевых рудах. И это позволяет полагать, что «пустынный загар», видимо, является примером отложения оксидов марганца и железа не вследствие бактериальной деятельности, а путем использования микробиальной биоты для отложения на ней, этих оксидов путем репликации. Вероятно, именно поэтому в экспериментах было отмечено, что наиболее активная концентрация марганца характерна для тех микроорганизмов, что покрыты глинистыми частицами не полностью. Отмечено, что такие условия характеризуются бедностью органическими нутриентами. Отличия от образования железистых оранжевых корок связываются с отличиями в среде — бедностью глинами и другими условиями щелочности. Авторы исследования обратили внимание на близость условий формирования подобных корок и некоторых марганцевых руд.

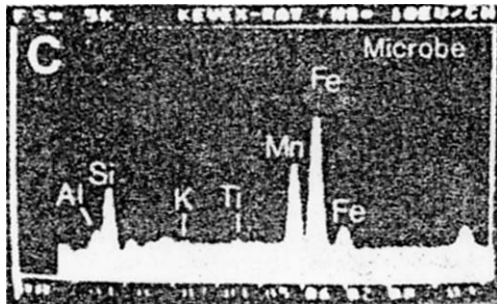
Однако, остаются и некоторые вопросы — например, почему корки «пустынного загара» только марганцовистые и железистые? Почему пористые поверхности наиболее благоприятны для развития корки, не связано ли это с частичным поступлением железа и марганца непосредственно из подстилающих корки пород в результате их выветривания? И все же принципиально важно, что в корках «пустынного загара» присутствуют микробиальные остатки, замещенные марганцем и железом.



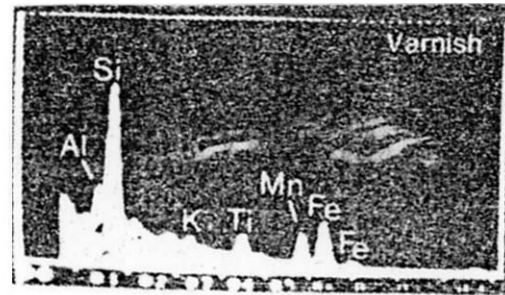
Фиг. 1. Фотография в СЭМ (и далее) бактерии, подобной Metallogenium из подповерхностной части черного «пустынного загара» на сланце. Сборы около Бастоу, Калифорния, США



Фиг. 2. То же, в природной корке «пустынного загара» пустынной мостовой в Долине Смерти Национального парка, Калифорния



Фиг. 3. ЭДС общий, всей корки на фиг. 2



Фиг. 4. ЭДС — преимущественно вокруг бактерии на фиг. 2



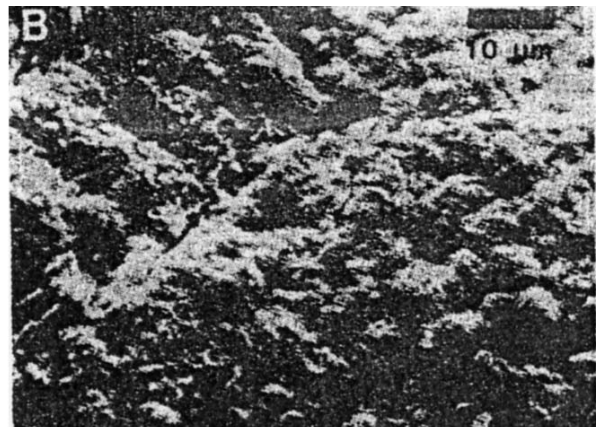
Фиг. 5. Природная бактерия с подобной ботрийдальной микроморфологией из черной корки «пустынного загара», собранной из Южного парка Монтаны, Феникс, Аризона



Фиг. 6. Черный «искусственный пустынный загар», собранный в долине смерти Национального парка, Калифорния



Фиг. 7. Микрофотография Metallogenium-подобной бактерии, выращенной в условиях среднепористой питательной среды



Фиг. 8. Фотографии в СЭМ: выращенная с аналогичной ботрийдальной микроморфологией подобная Pedomicrobium бактерия



### 3.3. Травертины с железомарганцевой минерализацией, Марокко

*Э.Л. Школьник* (по материалам [365])

В целом ряде регионов мира хорошо известны и отчасти достаточно изучены [455] травертины — отложения разных по значениям температур термальных источников, изливающихся на дневную поверхность. Они часто содержат ЖМ минерализацию — продукты термальной деятельности, причем эти продукты морфологически, визуально не отличаются от ЖМ образований, подобных тем, что устанавливаются в глубоководных ЖМ корках и конкрециях, что заставило их исследователей обращать внимание специалистов на это подобие. К сожалению, к этим советам не прислушались, но в настоящей монографии еще раз будет обращено внимание на указанные обстоятельства, тем более, что эти продукты термальной деятельности изучались в СЭМ.

Во многих местах распространения травертин, связанных с горячими источниками, в них отмечается массовое развитие черных Fe-Mn оксидов в виде специфических форм, определяемых как Fe-Mn дендриты, а в англо-американской литературе — черные кусты (black shrubs) или древовидные формы (arborescent forms). Они широко распространены в травертинах Марокко [365], Центральной Италии, Южной Германии и др. К числу последних по времени исследований относится работа Г. Шефетс, Б. Акдим, Р. Юлиа, А. Рейд [365] по четвертичным травертинам южной части Высокого Атласа, юго-восточнее Рабата, Марокко. Травертины связаны с действующими горячими источниками, располагающимися в пустынной депрессии. Мощности отложенных травертин колеблются от 0,5 до 15 м, при ширине до 70–80 м, и длиной в несколько сотен метров. Поверхности их либо черные, или полосчатые, черно-белые, обусловленные присутствием многочисленных слоев с оксидами металлов. Имеются даже следы разработки наиболее богатых массивных черных слоев ямным способом.

Слои травертин — всегда тонко ламинные, и оксиды образуют либо твердые тонкие ламины или сростки, сформированные амальгамацией черных дебризных зерен, и слойки с черными кустистыми формами. Светлые ламины обычно сложены кальцитом с примесью арагонита. Хотя арагонита в кальцитовых ламинах сейчас мало, но постоянное присутствие его реликтов указывает, что первично отлагался арагонит в кристаллической фазе, которая по мере диагенетических преобразований переходит в сплошной кальцит. Переслаивание черных и белых «слоев», до нескольких см в мощности, по латерали прослеживается на десятки метров. Однако, ламины резко неравномерны на расстояниях в несколько мм. В общем возможны и изгибы, искривления слоев на расстоянии в несколько см. Такие отложения обусловлены действием горячих источников обычно дециметровой глубины, с обычной температурой +21 — +27°C.

В условиях пустыни, когда температура воды на поверхности у источников глубиной иногда в десяток см превышает температуру поступающей на 3–4°, рН возрастает от 5,3 до 6,6. При сильном эвапоритовом эффекте отложения оксидов Fe и Mn происходят почти моментально, что не наблюдается в случаях большей защищенности от влияния пустыни.

Принципиально важным является рассмотрение природы и причин формирования черных дендритных проростаний в слоях травертин, которые обычно следуют позже отложения слоев, проникая в них именно по мере роста.

Таким образом, кустистые дендриты непосредственно образованы сферическим и палочковидными микробиальными формами.

Авторы полагают, что бактерии индуцируют отложение оксидов металлов, поскольку только они сами и сложены ими, а не вмещающий карбонат. Но именно поэтому более разумной кажется иная интерпретация процессов, которые приводят к появлению кустистых дендритов. В слоях травертин после их формирования, захваченные микробиальные клетки начинают развиваться, проникая в пористые участки и в направлении роста температурного градиента, т.е. в общем вертикально к наслоению, приспособляясь к системе пор. Растущие микробиальные клетки являются идеальным объектом для замещения циркулирующими в слоях травертин оксидами металлов, особенно, при их не очень высокой степени концентрации, не допускающих их прямое осаждение, а также и при сравнительно низких температурах. Но этих концентраций недо-

статочно для замещения вмещающих карбонатов, уже почти полностью окристаллизованных, диагенезированных. Существенно важным является и воздействие температурного фактора пустыни, что приводит к подъему к поверхности поровых вод, и это является дополнительным источником минерализации растущих микробных форм.

Принципиально важным является доказательство того, что дендриты прекрасно растут и из низкотемпературных термальных растворов, путем замещения части пространства, в том числе и сложенного биотой, прежде всего.

Наиболее полно результаты изучения травертин и ЖМ продуктов термальной деятельности представлены в работе [365], откуда мы и приведем несколько характерных фотографий с необходимыми пояснениями. Описываются преимущественно травертины из Марокко, но приводятся данные и из других регионов [458], где картина аналогичная.

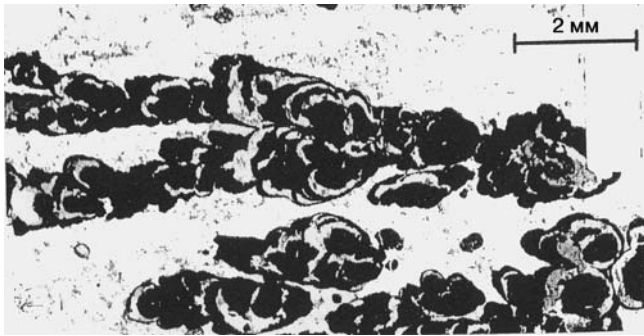
На фиг. 1 представлена фотография ЖМ ветвистых дендритных форм, проникающих в карбонатные, более ранние отложения. По составу и морфологии дендриты совершенно не отличаются от дендритов, которые можно наблюдать в глубоководных корках и конкрециях (см. главу 8 монографии). На следующих фотографиях [фиг. 2 и 3] указанные дендриты представлены при больших увеличениях. Характерно также, что вместе с ними развиты и крайне небольшие плоскостные формы, имея в виду, что слойчатость здесь обусловлена термальной деятельностью. При этом дендриты растут перпендикулярно этой слойчатости субстрата. При больших увеличениях видно, что зоны с ЖМ минерализацией перемежаются с зонами светлого карбоната, в которых много микробных форм. Разные виды дендритов слагаются разными формами — прямые палочковидные составляют обычно одиночные остролистные дендриты (фиг. 4 и 5), а кокковидные тела слагают более крупные, четкие дендриты (фиг. 6). Интересно применение последовательного увеличения в СЭМ для показа участка последовательно нарастающих дендритов (фиг. 7) — при максимальном увеличении видно их микробное (нанобактерии) сложение. При этом характерно, что во вмещающем дендриты карбонате столь хорошо сохранившихся микробных форм нет. Авторы делают вывод, что микробиота индуцировала ЖМ минерализацию, однако, несомненно факт отчетливого проникновения растворов, которые несли эту минерализацию, в карбонатные травертины, отложившиеся заметно ранее, и видно отчетливое замещение дендритами этого карбонатного материала. Можно только предполагать, что дендриты просто сохранили первичное сложение карбонатных пород, вне дендритов значительно измененное. Конечно, это только предположение, принципиально важно другое — ЖМ дендриты — явный продукт поступления сравнительно низкотемпературных флюидов в поверхностные отложения в результате сравнительно малоактивной термальной деятельности. И это следует учитывать при оценке проблем формирования глубоководных корок и конкреций, на что обратили внимания прежде всего, цитируемые здесь авторы [365]. И действительно, в другом регионе, в Центральной Анатолии (Турция) в сложении карбонатных травертин, наряду с кристаллическим кальцитом, участвуют и строматолиты и различные микроорганизмы, в том числе и в строении железистых пизолитов [458].



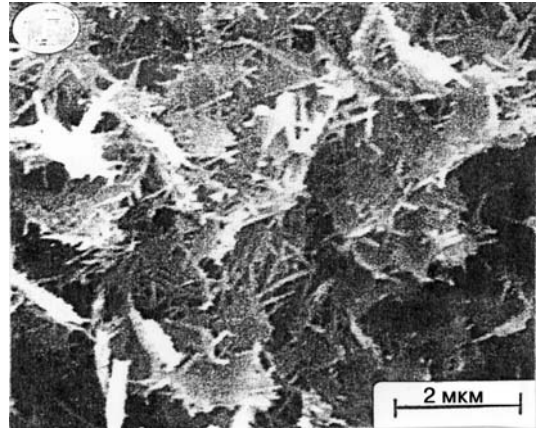
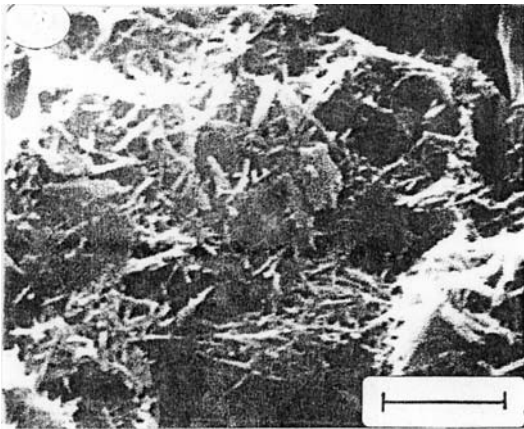
Фиг. 1. Богатые Fe-Mn дендриты большей частью приурочены к ламинации травертин. Стрелки указывают на дифференцированные горизонты дендритов



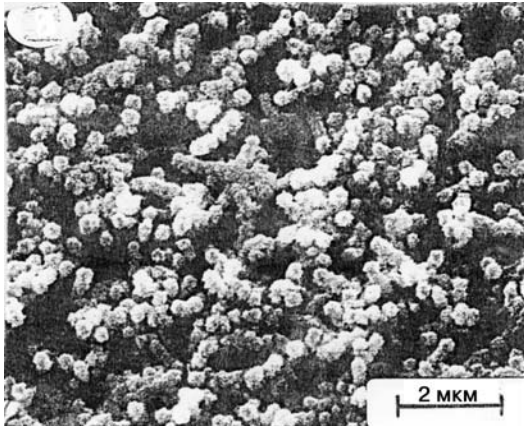
Фиг. 2. Дендриты одного уровня при больших увеличениях. Прозрачный шлиф



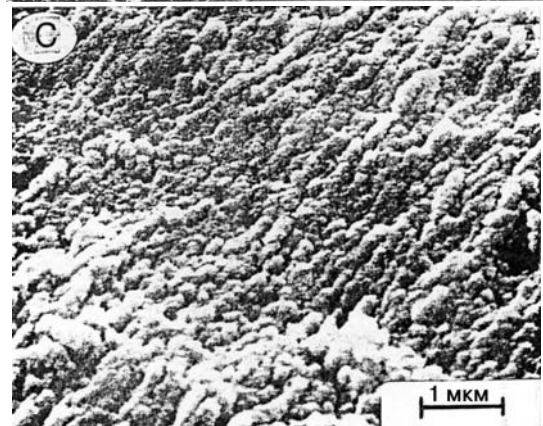
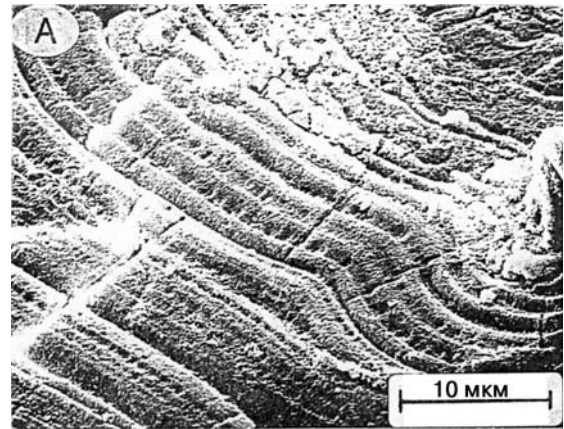
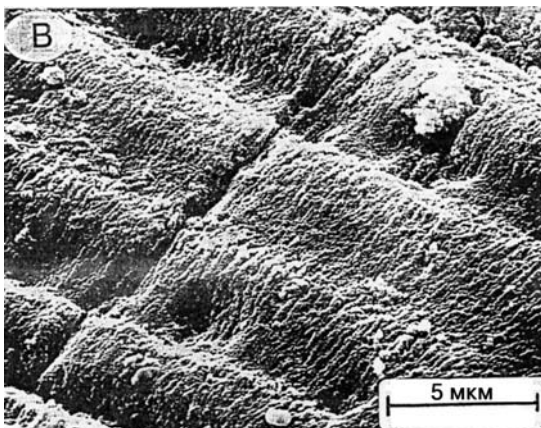
Фиг. 3. Дендриты при большем увеличении. Видно, что их зоны состоят из чередующегося карбоната (светлое) и Fe-Mn оксидов. Характер этих соотношений явно указывает на проникновения оксидов в карбонат и его частичное замещение



Фиг. 4–5. Прямые бактериальные палочки (или нити? — Э.Л.) определяют плоскость, в которой происходило отложение оксидов, включая влияние на листоватое строение. Вид в СЭМ и далее, с травлением



Фиг. 6. Вид другого характера микробных тел, слагающих дендриты — сферические, которые обычно образуют более четкие объемные кусты, в отличие от тех, что на фиг. 4, образующих более остроугольные кусты



Фиг. 7а-с. Последовательное увеличение в СЭМ одного из участков современных отложений оксидов, образованных в смежных искусственных источниках в Ейн Эль Эти. Зональность сформирована цепочками нанобактерий

### 3.4. Конкреции суши

#### 3.4.1. Гипергенные железомарганцевые конкреции ДВ России и Вьетнама

*В.М. Новиков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, В.К. Орлеанский*

Гипергенные ЖМ конкреции широко распространены в природе, но рассмотрены в публикациях в значительно меньшей степени по сравнению с подобными морскими и океаническими образованиями. Широко изучены конкреции, связанные с почвами и корами выветривания. В этом разделе в сжатом виде представлены результаты изучения ЖМ конкреций из четвертичных глинистых отложений ДВ России и Вьетнама, ранее подробно охарактеризованные в специальной статье [196]. Опорные разрезы находятся вблизи п. Переяславка Хабаровского края (обр. 86071) и п. Свягино Приморского края (обр. 86100). Во Вьетнаме они располагаются в 60 км юго-западнее г. Ханоя (обр. 82017, 82017/1), и в 20 км севернее п. Баолок (обр. 82064, 82064/1). Соответственно северный и южный Вьетнам.

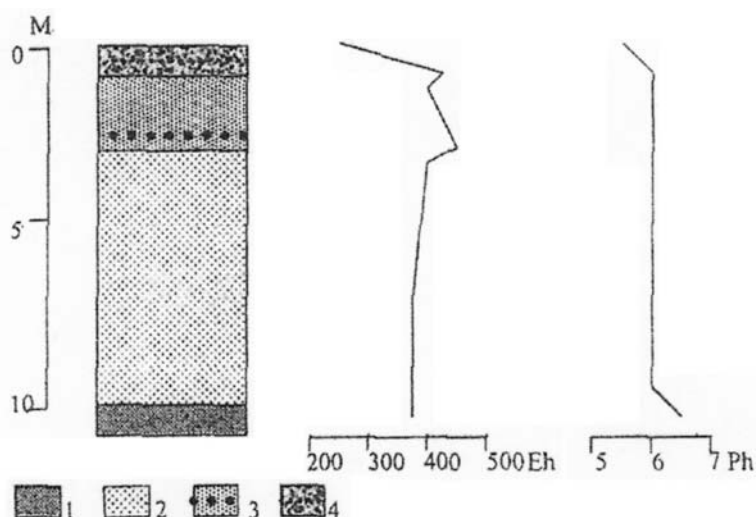
Литологический разрезы, вмещающие эти конкреции, в общем однотипны. Они представлены (сверху вниз): почвенным горизонтом, четвертичными глинами, корой выветривания базальтов и собственно позднекайнозойскими базальтами.

Четвертичные глины на Дальнем Востоке однородные, плотные, пластичные, красного цвета, являются природными красителями. Они в основном сложены галлуазитом, оксидами и гидроксидами железа и в значительно меньшей степени кварцем. Во Вьетнаме глины более рыхлые, желтого цвета. В них отсутствует кварц и, наряду с указанными минералами, устанавливается гиббсит. Мощность глин редко превышает 5–6 м. Кора выветривания базальтов Дальнего Востока представлена одной зоной гетит-галлуазит-каолинитового состава, иногда с примесью гиббсита. В кровле элювия содержание оксидов и гидроксидов железа возрастает и по составу он отвечает железистым аллитам и сиалитам. Местами в продуктах выветривания присутствует редкая тонкая (доли мм) сеть из черных омарганцованных прожилков. Во Вьетнаме профиль коры выветривания — однозональный гетит-гиббсит-каолинитовый на севере и двухзональный с верхней зоной латеритных бокситов — на юге страны. Мощность элювиального покрова на Дальнем Востоке составляет 8–12 м, во Вьетнаме — 16–20 м. Выветрелые базальты характеризуются высокой пористостью (40–60%) и небольшими объемными весами (1,30–1,50 г/см<sup>3</sup>). Базальты имеют близкий минеральный и химический составы. Абсолютный возраст свежих пород (а, следовательно, и коры выветривания) составляет около 5–8 млн. лет. Существующие различия минерального и химического составов рыхлых пород рассматриваемых регионов обусловлены климатической зональностью территории восточной окраины Азиатского континента.

Устанавливается два горизонта развития конкреций. Первый горизонт локализуется в почвах. Конкреции представлены марганцево-железистыми высококремнистыми бобовинами и оолитами размером в первые мм. Они довольно детально изучены и освещены в публикациях [242, 243, 244]. Второй горизонт с ЖМ конкрециями размещается на окислительном барьере, приуроченном к контакту подпочвенных глин и коры выветривания базальтов, (рис. 1). Здесь встречаются и многочисленные обломки пород ниже залегающей коры выветривания базальтов, что определяет меньшую плотность, большую пористость глин, по сравнению с выше залегающими слоями. Конкреции имеют резкую границу с вмещающими глинами, легко отделяются от них.

Конкреции шаровидные, с шероховатой, иногда глянцевой поверхностью, буровато-черные, близких размеров в пределах 1–3 см в диаметре. Они крепкие, на изломе скорлуповатые и имеют ясно выраженное концентрически-зональное строение (фиг. 1а, б). В целом они отвечают понятию — пизолит. Сложены конкреции тонкозернистым охристо-сажистым веществом. В оптическом микроскопе просматриваются редкие зерна кварца (Дальний Восток). В ядрах конкреций довольно часто наблюдаются обломки подстилающей коры выветривания — железистые для пизолитов Дальнего Востока и глиноземистые — для Вьетнама.

Наиболее полная информация по минеральному составу конкреций была получена с помощью микродифракционного анализа на электронном микроскопе.



**Рис. 1. Схематический разрез одного из участков отбора ЖМК (Дальний Восток, Переяславка) и изменение величин Eh и pH по профилю. 1 – базальты, 2 – кора выветривания, 3 – минеральные пигменты с ЖМК, 4 – почвенный слой с марганцево-железистыми конкрециями.**

Устанавливаются как общие, так и свойственные только северному и южному регионам минеральные формы (табл. 1). Лепидокрокит, ферригидрит и ферроксигит представлены «войлочными» скоплениями волосовидных индивидов, гетит отдельными игольчатыми выделениями и их концентрациями, алюмофорит – неоднородными агрегатами пластинчатых частиц. Вернадит образует правильные полые овоиды, не исключая их бактериальное происхождение (фиг. 2).

Таблица 1.

### Минеральный состав конкреций

Минерал	Дальний Восток	Вьетнам
Аутигенные минералы		
Голландит $\text{Ba}_2\text{Mn}_8\text{O}_6$	+	–
Литиофорит $(\text{Al}, \text{Li})(\text{OH})_2 \text{MnO}_2$	+	–
Бернессит $\text{Na}_{0,7}\text{Ca}_{0,3}\text{Mn}_7\text{O}_{14} \cdot 2,8 \text{H}_2\text{O}$	+	–
Алюмофорит $\text{Al}(\text{OH})_3 \text{MnO}_2$	–	+
Лепидокрокит $\text{Y-FeOOH}$	–	+
Ферригидрит $2,5 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4,5 \text{H}_2\text{O}$	–	+
Гиббсит $\text{Y-Al}(\text{OH})_3$	–	+
Вернадит $\text{H}_2\text{MnO}_2$	+	+
Гетит $\alpha \text{FeOOH}$	+	+
Ферроксигит $\text{FeOOH}$	+	+
Галлуазит $\text{Al}_4(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	+	+
Терригенные минералы		
Кварц $\text{SiO}_2$	+	–
Гиббсит $\text{Y-Al}(\text{OH})_3$	–	+
Ильменит $\text{FeTiO}_3$	–	+

Химические анализы конкреций показывают определенные вариации составов, но постоянны относительно повышенных содержания ВаО и СоО, NiO (табл. 2). Наличие ВаО и К<sub>2</sub>О, Na<sub>2</sub>О и СаО в пизолитах Дальнего Востока отвечают развитию голландита и бернессита, а высокие значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в конкрециях Вьетнама — алюмофориту и гиббситу. Характерны довольно высокие содержания редкоземельных элементов. Для конкреций Дальнего Востока их сумма составляет 2000–3000 г/г, при заметном преобладании церия. Они входят, видимо, в решетку разных минеральных фаз.

Таблица 2.

**Химический состав конкреций**

Компонент	Дальний Восток			Вьетнам			
	86071	86100	86100/1	82017	82017/1	82064	82064/1
SiO <sub>2</sub>	27,39	39,57	33,44	17,02	17,50	9,42	9,62
TiO <sub>2</sub>	0,88	1,03	1,02	1,49	1,69	2,03	2,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	14,09	12,46	17,79	17,39	20,31	21,67
FeO	13,05	18,50	21,72	21,52	20,17	23,09	21,94
MnO	2,53	1,47	2,02	2,10	3,02	3,85	2,39
MnO <sub>2</sub>	22,20	8,77	12,38	24,19	24,54	23,20	23,84
MgO	0,69	0,64	0,69	0,14	0,13	0,072	0,066
CaO	0,35	0,36	0,35	0,07	0,038	0,04	0,029
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,07	0,07	0,034	0,041	0,13	0,029
K <sub>2</sub> O	0,72	0,93	0,79	0,108	0,089	0,068	0,047
H <sub>2</sub> O	6,38	5,00	5,00	5,17	5,50	6,92	6,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,32	8,09	8,57	9,23	9,69	11,00	12,15
NiO	0,022	0,008 9	0,025	0,03	не опр.	0,019	не опр.
CoO	0,22	0,23	0,18	0,33	не опр.	0,11	не опр.
BaO	1,82	0,65	0,85	0,81	0,47	0,30	0,32
SrO	0,006 9	0,008 1	0,01	0,0031	0,0037	0,0024	0,0003
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,66	0,46	неопр.	не опр.	не опр.	не опр.
Сумма	100,25	100,08	100,04	100,04	100,27	100,56	100,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,52	0,36	0,37	1,0	1,0	2,6	2,3
Mn/Fe	1,7	0,5	0,7	1,1	1,3	1,1	1,1

**Результаты изучения ЖМ конкреций в СЭМ**

Исследованы конкреции всех опорных разрезов. Из Хабаровского края изучена коллекция пизолитов обр. 86071. Они характеризуются отчетливо концентрически-зональным строением (фиг. 3). Характерно обилие участков с сохранившимися кокковидными и палочковидными, а также и трубчатыми формами (фиг. 4–6). Эти типичные микробиальные формы наиболее хорошо сохраняются в пустотах, что вполне обычно (фиг. 7). На ЭДС наблюдается доминирование марганца, с участием железа, кремния, алюминия (фиг. 8). Анализ единичного кокка (фиг. 9 и 10) показывает, что он отвечает общему составу конкреции.

Конкреции обр. 86100 из Приморского края обнаруживают менее четкое сложение, но концентрически-зональное строение здесь все-таки вполне проявлено (фиг. 11). В их сложении выделяется несколько различных зон. В некоторых из них, на фоне преобладающей относительно более плотной массы, при расколе на плоскостях скола видны извилистые нитчатые и трубчатые формы. По мере возрастания увеличения (фиг. 12–20) все более четко проявляются их строение, наиболее соответствующее чехлам цианобактерий. Значения пиков ЭДС (фиг. 13 и 15) этих участков показывает заметные колебания содержания марганца и железа в различных зонах при заметном присутствии кремнезема. При соответствующих увеличениях в основной массе видно присутствие слившихся коккоидов. В других участках отмечается отсутствие трубчатых форм (фиг. 21–23).

В обр. 82017 из северного Вьетнама наблюдается также концентрически-зональное строение конкреций (фиг. 24). Однако, оно менее четко проявлено. Видны отпечатки чехлов и трихомов нитчатых бактерий (фиг. 25). Анализ показал преобладание железа над марганцем и алюминия над кремнеземом (фиг. 26). Это обстоятельство свидетельствует о иных условиях образования пизолитов рассматриваемого региона. Подтверждением этому является наличие в образце алюмофорита и гиббсита. Несколько иное строение других участков конкреций представлено на фиг. 27, где не очень четко просматриваются тонкие, короткие нитчатые формы. На фиг. 28 хорошо видны многочисленные отпечатки трихомов нитчатых цианобактерий.

Конкреции обр. 82064 из южного Вьетнама довольно плотные и редко концентрически-зонального сложения (фиг. 29). По серии снимков с возрастающим увеличением (фиг. 30–32) последовательно видно, как начинает проявляться все больше кокковидных и палочковидных форм, в том числе и слившихся, как на фиг. 32. ЭДС показывает невысокие содержания железа и марганца, при преобладании кремнезема (фиг. 33). Изредка встречаются и игольчатоподобные формы (фиг. 34).

### Обсуждение полученных результатов

Расшифровка условий образования гипергенных ЖМ конкреций представляет собой определенную проблему. Достаточно детально изучено происхождение почвенных конкреций. В частности, для Дальнего Востока их формирование объясняется колебаниями Eh и pH вмещающей среды, количеством органического вещества в почве и возрастом ландшафтов. Формирование конкреций интенсивно протекает в настоящее время и связано с определенными стадиями гидроформного режима почв [242]. По данным Ф.В. Чухрова и др. осаждение минералов марганца и железа возможно лишь из растворенных органометаллических двухвалентных форм этих металлов в окислительной обстановке в периоды иссушения почвы. Состав возникающих минералов зависит от скорости окисления, определяющейся вариациями значений pH почвенных растворов. Роль биогенного фактора сказывается на обогащении почвенного горизонта марганцем относительно железа. Индикатором этого явления является отношение Mn/Fe [278 а]. Г.Н. Лысюк на примере рассмотрения почковидных, слабо окристаллизованных оксидов марганца из девонской коры выветривания карбонатных пород Среднего Тимана приходит к выводу об их биогенной природе, что подтверждается изучением в СЭМ [194].

Обогащение почвенных конкреций РЗЭ с аномальными содержаниями церия установлено в Новой Зеландии [448]. Их содержание коррелируется с распределением во вмещающих почвах и объясняется высокими содержаниями марганца в конкрециях, условиями их образования.

Изучение в СЭМ гипергенных ЖМ конкреций, сформированных в близких геологических обстановках (в подошве четвертичных глин, перекрывающих коры выветривания миоцен — плиоценовых базальтов), по меридиональному профилю в разных климатических зонах Восточной окраины Азии, выявило некоторые различия в строении и составе этих образований. Даже без применения травления в них удается наблюдать концентрически зональное строение и сравнительно широкое развитие микроорганизмов различного характера, обычно минерализованных в разной степени. Поскольку в данном случае концентрически-зональные конкреции возникают не в результате возможного вращения на дне водоема и последующего нарастания зон, то можно говорить, что в стационарных условиях концентрическая зональность возникает при последовательном нарастании колоний микробиоты и ее минерализации. Намечающиеся же различия в

строении и составе изученных пизолитов скорее обязаны климатической зональности территории их распространения. Метка присутствия РЗЭ лишь подчеркивает некоторую однотипность ситуации и указание на единый тип источника. Таким образом, подток минерализующих растворов в нижнюю часть глин и их взаимодействие с микробиотой в районе микробиальных концентраций и обусловили появление гипергенных конкреций именно такого состава. Думается мы еще получили хорошую иллюстрацию к общему процессу формирования ЖМ конкреций вообще.

В качестве сравнения с полученными данными приведем фотографии в СЭМ выращенной в ИМБ РАН в пробирке, высушенной в тепловых лучах, колонии цианобактерии *Oscillatoria* (фиг. 35). На срезе, при большом увеличении видно, что колония сложена нитчатыми формами (фиг. 36–40), приблизительные аналоги которых можно найти в приведенных выше фотографиях и в настоящей книге.

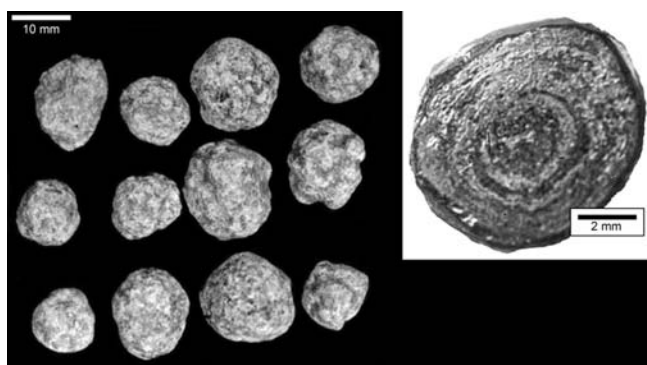
### Заключение

Локализация, строение и химический состав изученных конкреций определяется рядом факторов: 1 — климатической зональностью их распространения в пределах восточной окраины Азиатского континента; 2 — приуроченностью к геохимическому окислительному барьеру на границе коры выветривания базальтов и перекрывающих глин; 3 — значительной ролью минерализованных остатков организмов в сложении конкреций и структурами их зонального роста; 4 — явным обогащением элементами, источником которых может являться только кора выветривания базальтов (Al, Fe, Ti, Mn, Ni, Co, REE и др.).

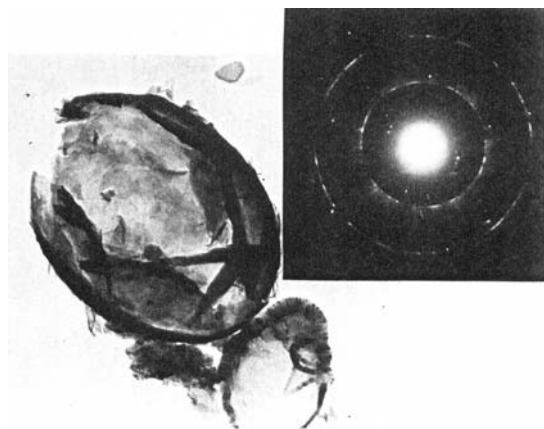
В качестве модели, определяющей миграцию рудных компонентов и формирование ЖМ конкреций, может быть рассмотрен диффузионный метасоматоз. Уровень грунтовых вод изученных разрезов приурочен к границе коры выветривания и неизменных базальтов, что повсеместно наблюдается в колодцах и скважинах. В дождливые периоды поровые металлоносные растворы коры выветривания достигают подошвы перекрывающих глин и взаимодействуют со скоплениями развитой здесь микробиоты. В результате на окислительном барьере происходит посмертная репликация рудными компонентами некромассы. Последовательное нарастание новой массы микроорганизмов будет вызывать появление концентрической зональности и при новом подъеме поровых вод — вновь ее минерализацию. Соответственно последовательные концентрические зоны могут иметь отличающиеся содержания компонентов, в зависимости от меняющихся условий. Шаровидная форма определяется наиболее компактными условиями обитания колоний в условиях возможности свободного роста. Таким образом, если в рассмотренных примерах создавались благоприятные условия для развития колоний микроорганизмов и существовали поставки поровых вод, содержащих растворенные железо, марганец и другие компоненты, посмертная минерализация отмирающих частей колоний просто неминуема. Следует отметить, что в разных природно-климатических условиях характер микробиоты естественно явно отличается.

Известна единственная публикация, освещающая близкие по составу, но отличные по условиям локализации конкреции в Павловской и Лузановской угленосных впадинах Приморского края [254]. На этих объектах конкреции приурочены к подошве нижнечетвертичных делювиальных глин, перекрывающих плиоценовые аллювиальные аркозовые песчаники суйфунской свиты. Образование конкреций связывается с газами и гидротермальными растворами ювенильного и диагенетического происхождения. Отложение рудного вещества ЖМК по мнению этих исследователей протекает на геохимическом барьере, приуроченном к границе подстилающих и перекрывающих осадочных отложений. Причина формирования именно округлых конкреций не рассматривается.

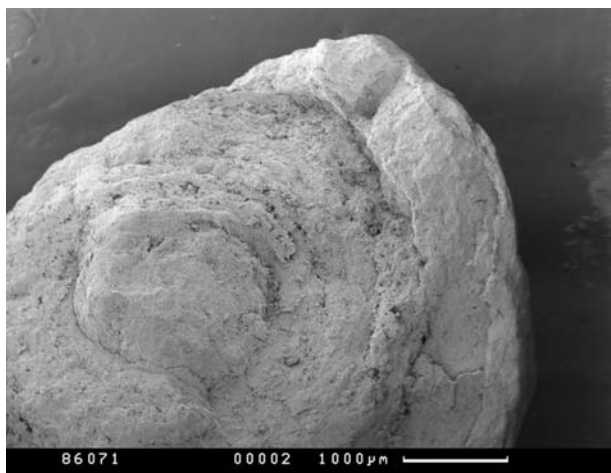




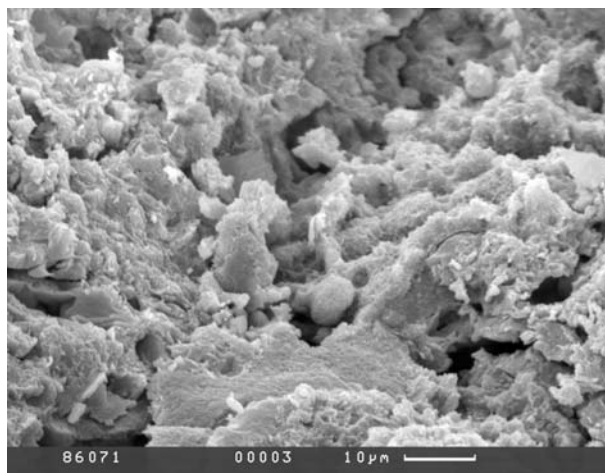
Фиг. 1 ЖМ конкреции: формы и характер поверхности а) — из района п. Свягино, ДВ России; б) — концентрически-зональное строение конкреции из района п. Баолок, Вьетнам



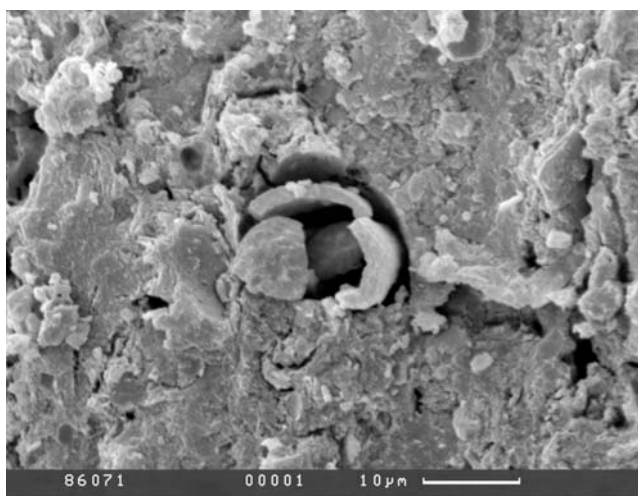
Фиг. 2. Бактериальные формы обособления вернадита в ПЭМ Ув.66000+



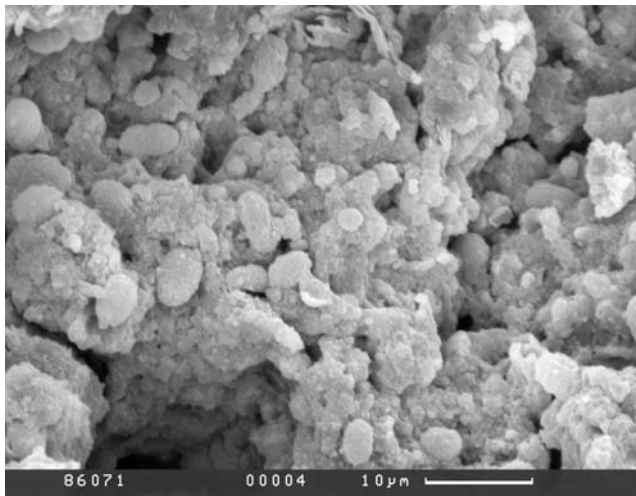
Фиг. 3. Общий вид ЖМ конкреции из Хабаровского края в СЭМ



Фиг. 4.

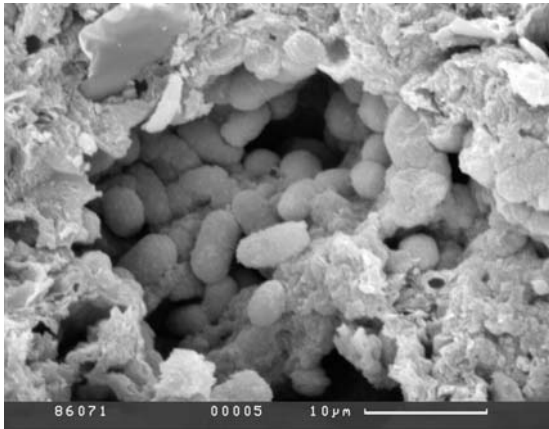


Фиг. 5.

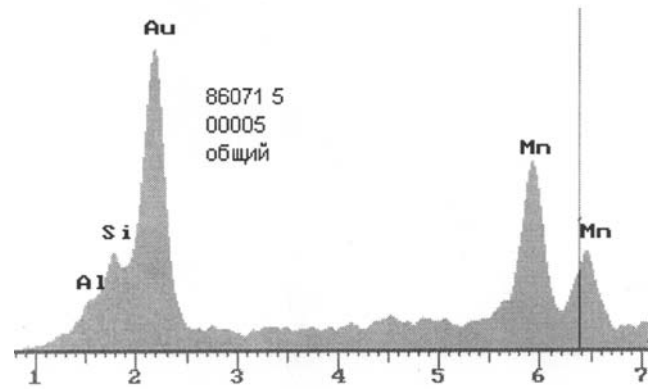


Фиг. 6.

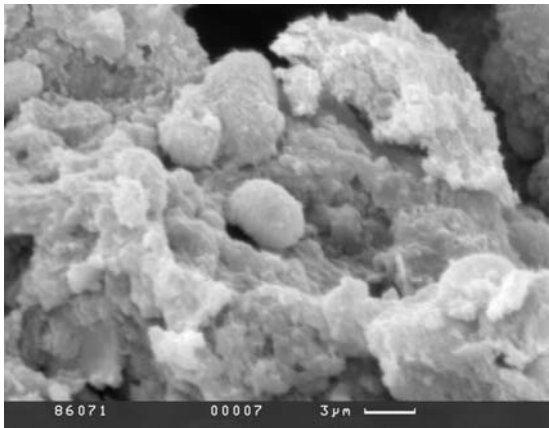
Фиг. 4–6. Разные участки конкреции с развитием микробиоты



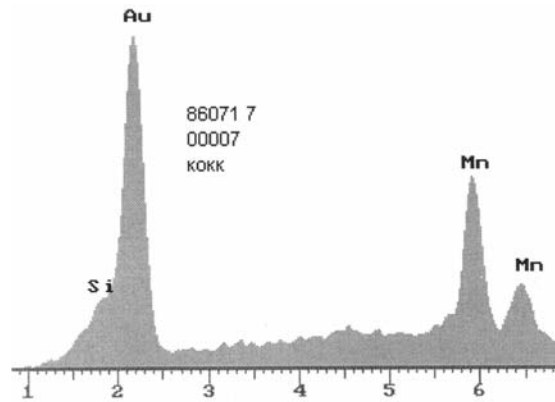
Фиг. 7. Палочковидные формы в пустотке



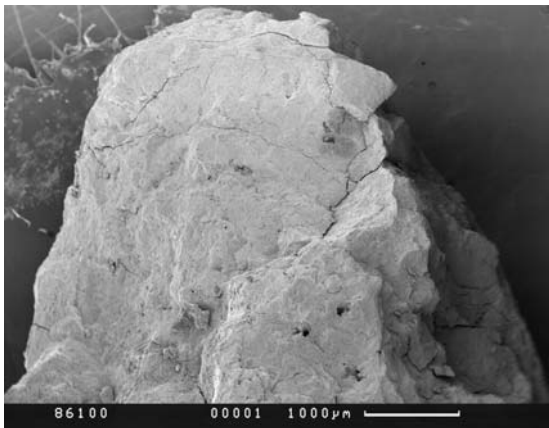
Фиг. 8. ЭДС этого участка с преобладанием марганца над железом и кремнеземом и алюминием



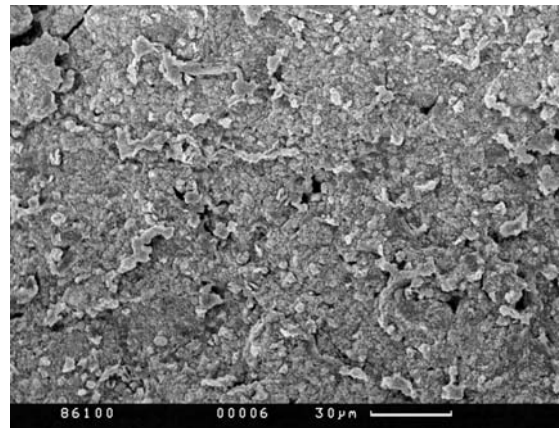
Фиг. 9. Отдельные кокки



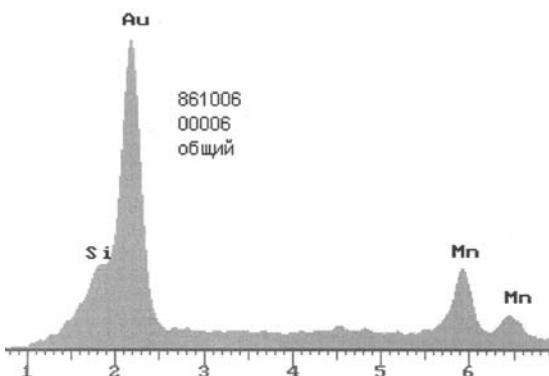
Фиг. 10. ЭДС одного из них, вполне соответствующий общему анализу



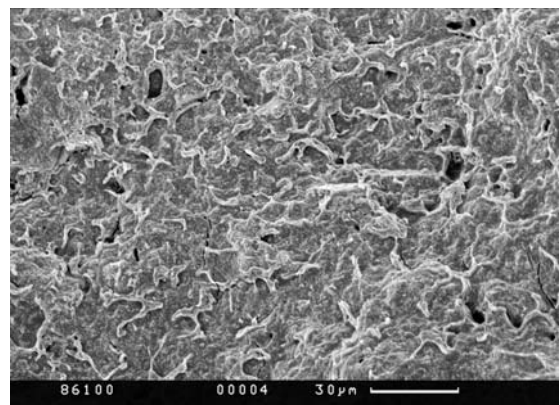
Фиг. 11. Общее изображение в СЭМ образца из Приморского края



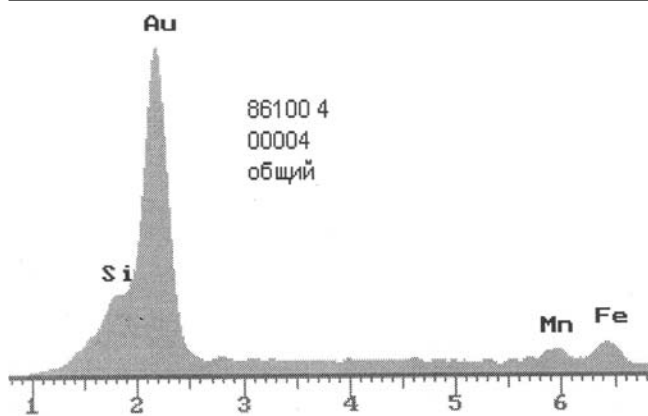
Фиг. 12. Вид при большем увеличении, видны нитчатые извилистые формы, возможно, цианобактерии



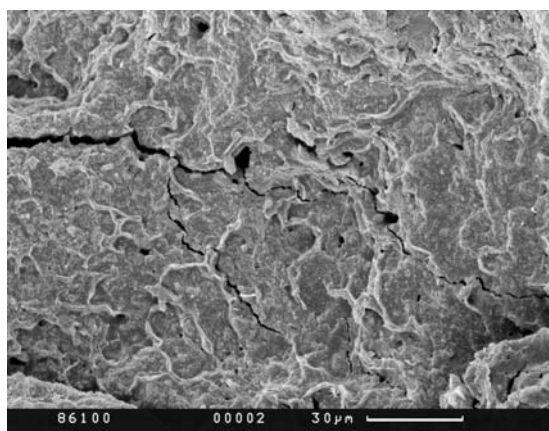
Фиг. 13. ЭДС этого участка, с высоким содержанием марганца и заметно меньшим — железа и кремнезема



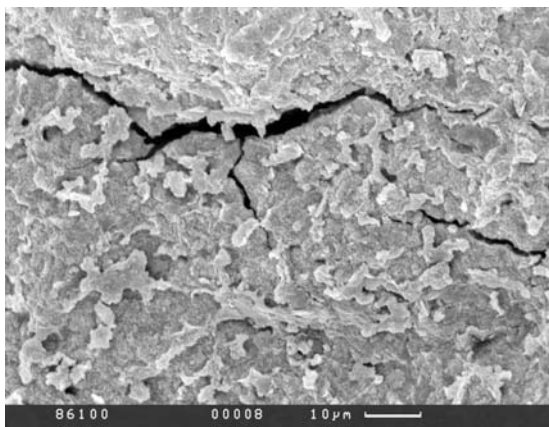
Фиг. 14. Другой участок аналогичного сложения



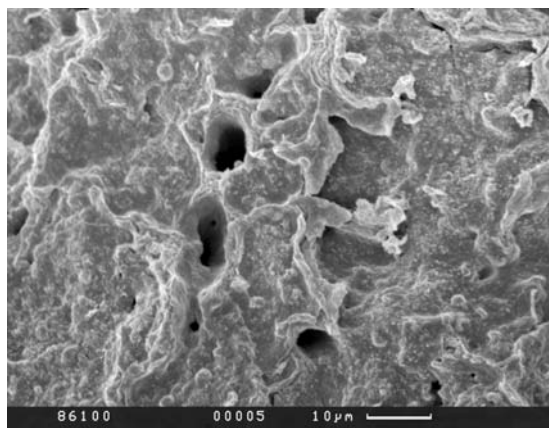
Фиг. 15. ЭДС этого участка с невысоким содержанием марганца и железа и большим — кремнезема



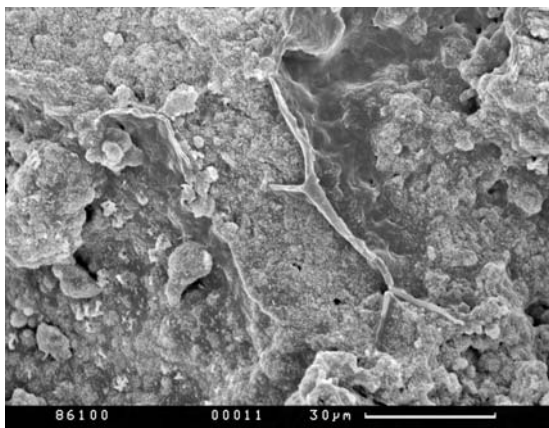
Фиг. 16.



Фиг. 17.



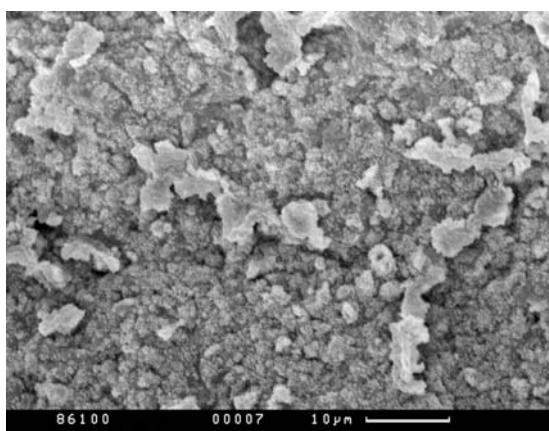
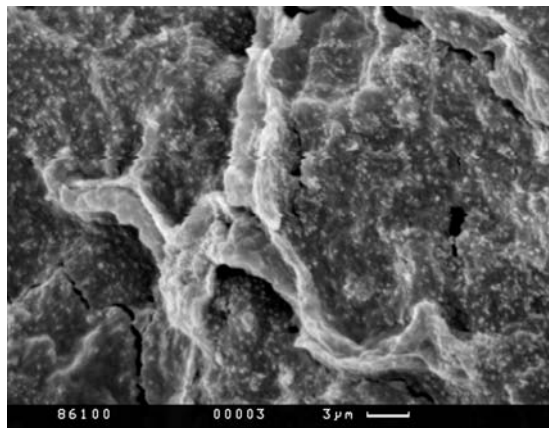
Фиг. 18.



Фиг. 19.

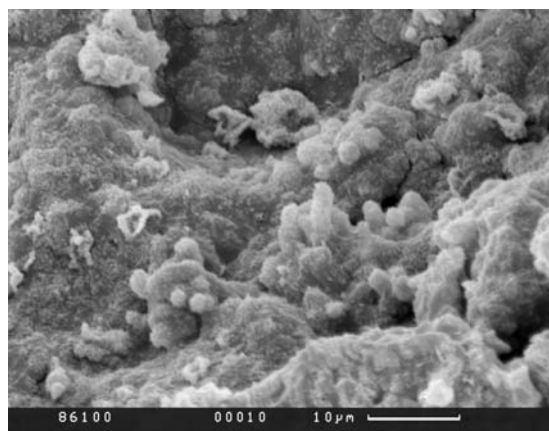
Фиг. 16–20. Серия снимков с последовательным увеличением одного и того же участка. По сколам развиты трубчатые формы, видимо, чехлы цианобактерий

Фиг. 20.

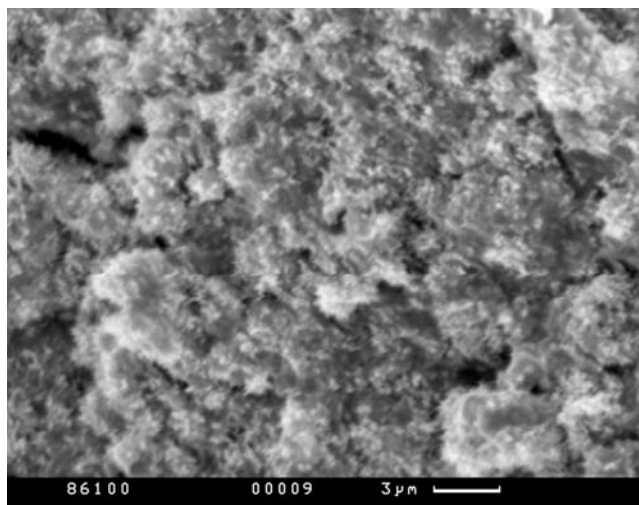


Фиг. 21.

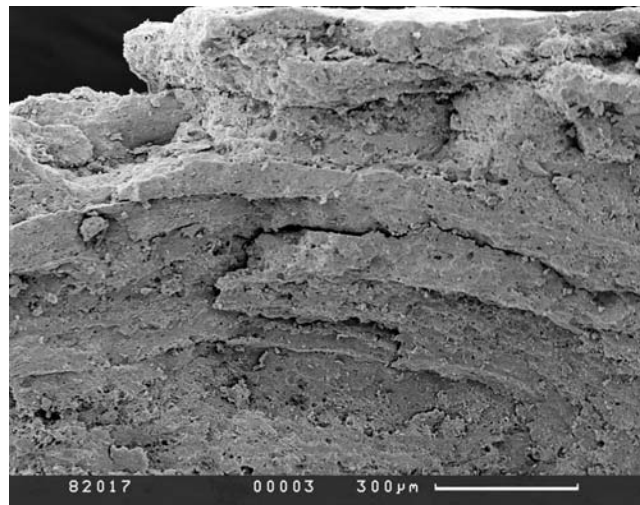
Фиг. 21–23. Участки конкреции с преимущественным развитием кокковидных форм в основной плотной массе



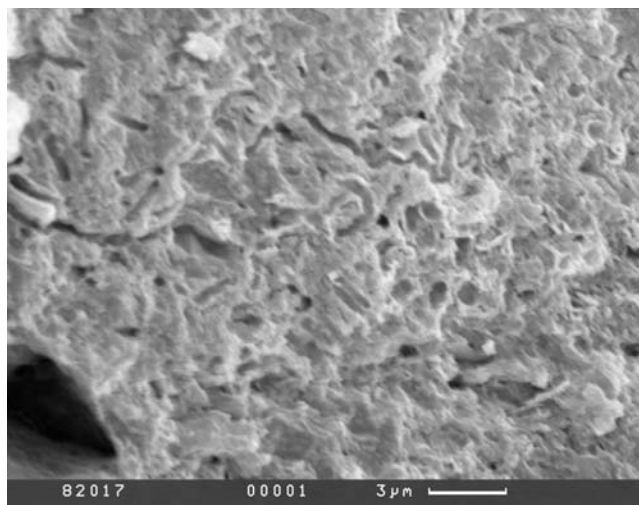
Фиг. 22.



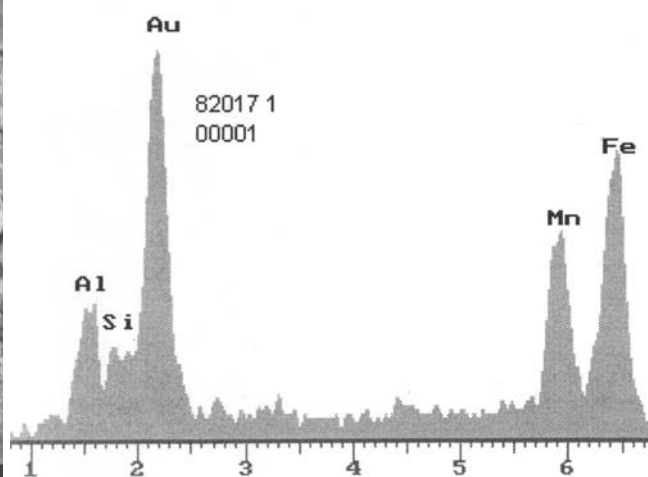
Фиг. 23.



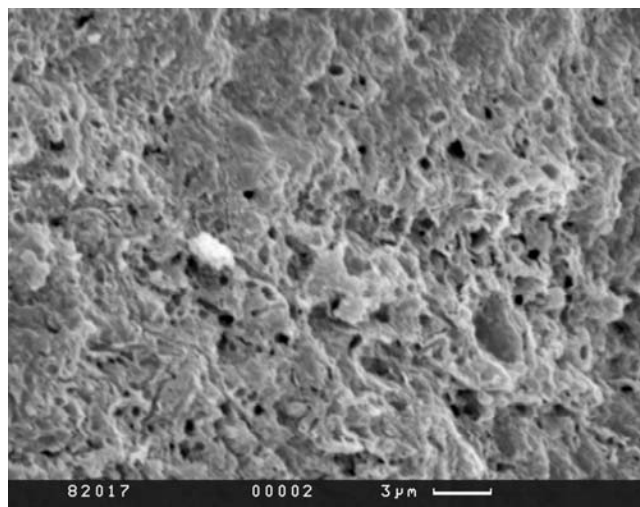
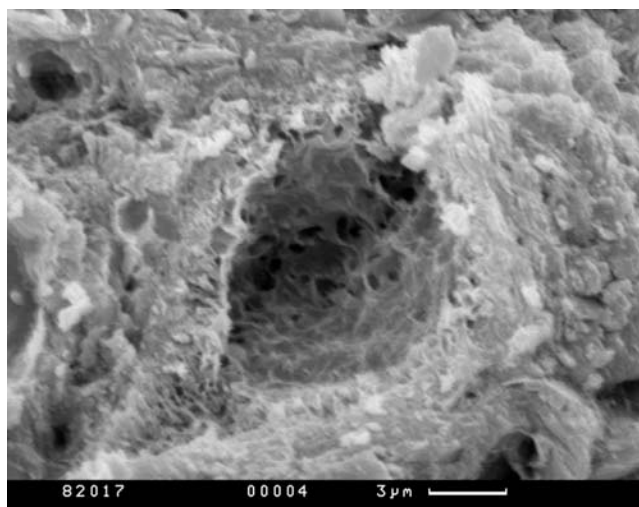
Фиг. 24. Часть ЖМ конкреции из северного Вьетнама — вид в СЭМ



Фиг. 25. Участок конкреции при большем увеличении. Видны отпечатки нитчатых бактерий

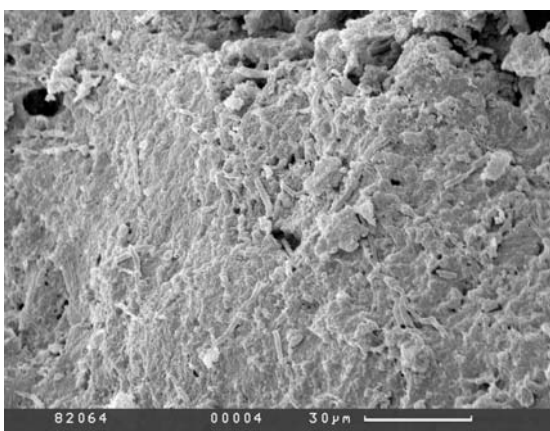


Фиг. 26. ЭДС этой части, указывающий на высокие содержания железа, частично марганца, при преобладании алюминия над кремнием

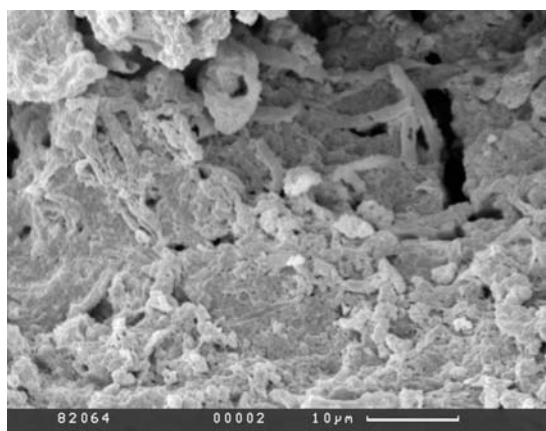


Фиг. 27, 28. Другие участки этой же конкреции при большем увеличении, с проявлениям разных минерализованных форм

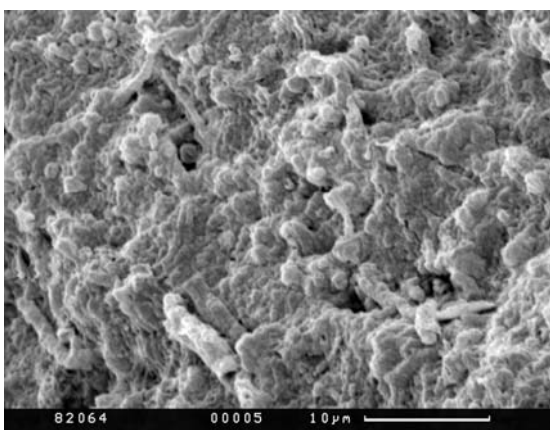




Фиг. 29. Часть конкреции в СЭМ из Южного Вьетнама

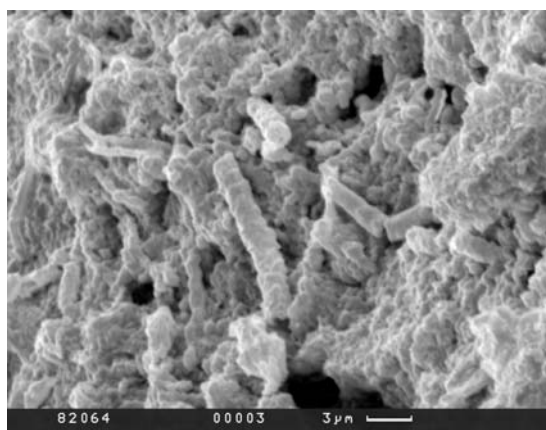


Фиг. 30.

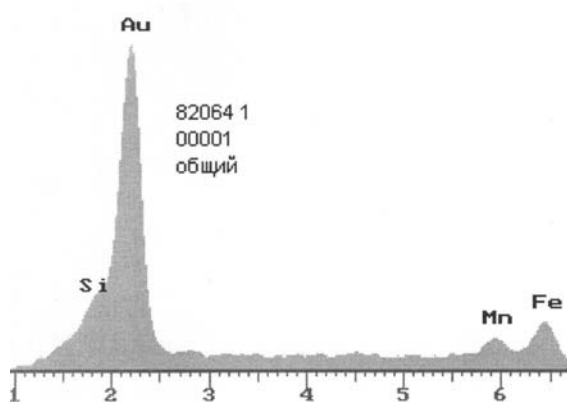


Фиг. 31.

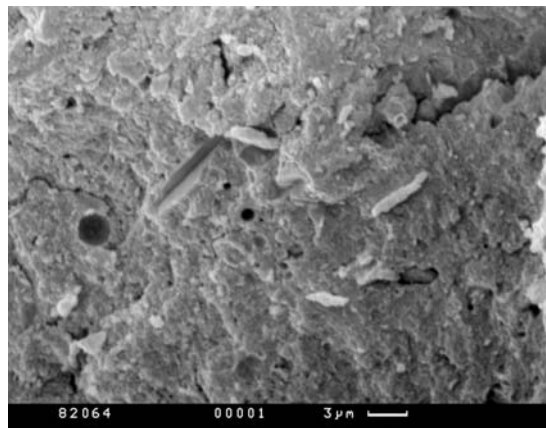
Фиг. 30–32, 34. Последовательные снимки участка конкреции при разном увеличении. Видны разнообразные остатки микробиоты



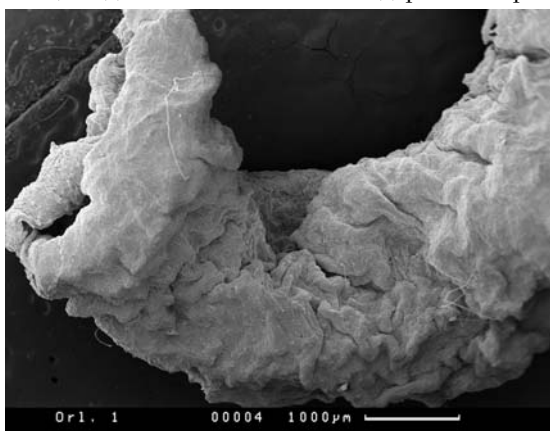
Фиг. 32.



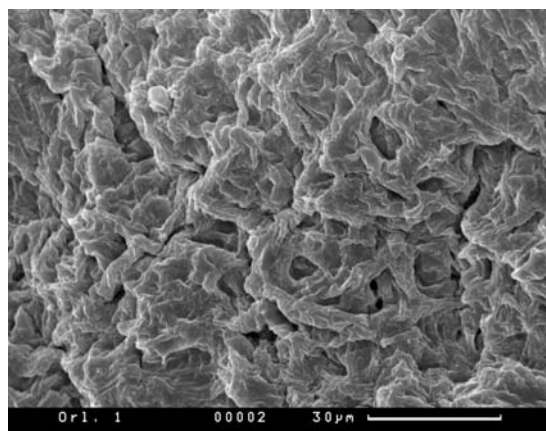
Фиг. 33. ЭДС участка на фиг. 32. Видно преобладание марганца над железом и высокое содержание кремния



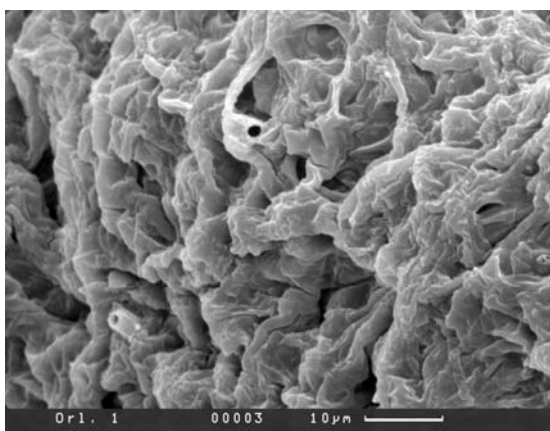
Фиг. 34.



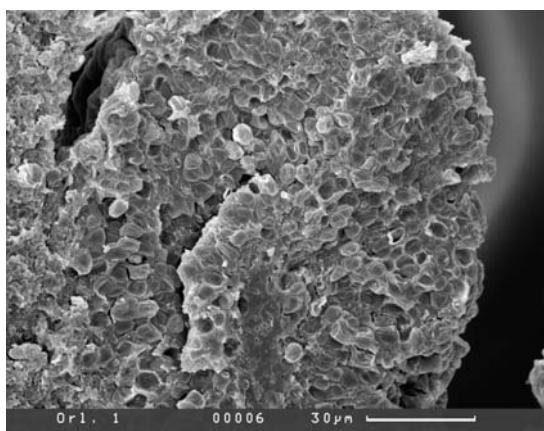
Фиг. 35.

Фиг. 35–40. Вид в СЭМ, выращенной в пробирке в институте Микробиологии РАН цианобактерии *Oscillatoria* при разных увеличениях

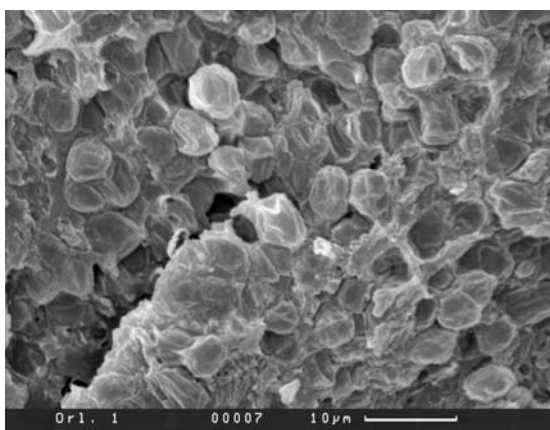
Фиг. 36.



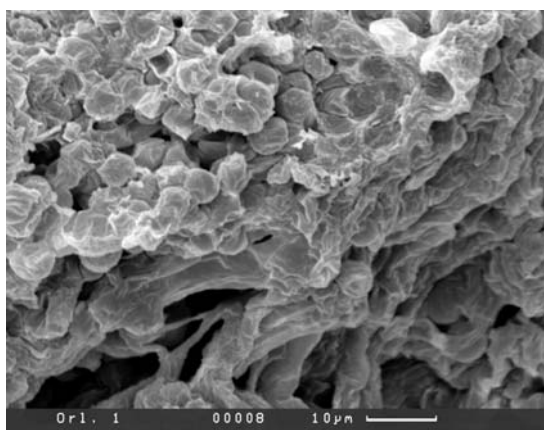
Фиг. 37.



Фиг. 38.



Фиг. 39.



Фиг. 40.

### 3.4.2. Железомарганцевые конкреции в почвах и корки на валунах в моренах Московской области

*А.В. Пахневич*

На севере Московской области, в Талдомском районе, около д. Дубки в слое серого с рыжими пятнами суглинка дерново-подзолистых почв на глубине от 11 до 49 см обнаружены конкреции коричневого цвета, имеющие неоднородную структуру (фиг. 1). В подстилающем суглинке слое моренных глин подобных образований не обнаружено, в них были найдены железо-марганцевые корки на поверхности гранитных валунов. Автор выражает благодарность за помощь в сборе материала по железомарганцевым коркам и почвенным конкрециям П.И. Иванову и А.И. Ивановой.

#### а) Железомарганцевые конкреции дерново-подзолистых почв Московской области

Их форма варьирует от почти шаровидной или овальной до вытянутой веретеновидной. Они достигали размера 15 мм. Было установлено, что объекты состоят из песчинок и цементирующей их минеральной составляющей (фиг. 2). Судя по визуальному наблюдению зерен, изучению на микротомографе Skyscan 1172 (с фильтром Al, шагом 5,7 мкм, шагом вращения 0,4°), спектрометре, они в основном являются кварцевыми, хотя также встречаются и зерна других минералов: полевых шпатов, амфиболов или биотита, минералов с высоким содержанием элементов с атомным номером больше 25 (фиг. 1). Образцы изучены на свежем сколе с помощью СЭМ Camscan-4. Концентрической структуры конкреции не обнаружено. Цементирующее вещество содержит Mn, Fe, Ca, K, Al, возможно, Si (фиг. 3). Редкоземельные и иные металлы, свойственные железомарганцевым конкрециям, не обнаружены, за исключением небольшого количества Ti и Ba. В них присутствуют каверны (фиг. 4), с биоморфными структурами коккоидной и нитчатой формы (фиг. 5, 6). Диаметр коккоидных форм достигает около 1 мк и менее. В центре на-

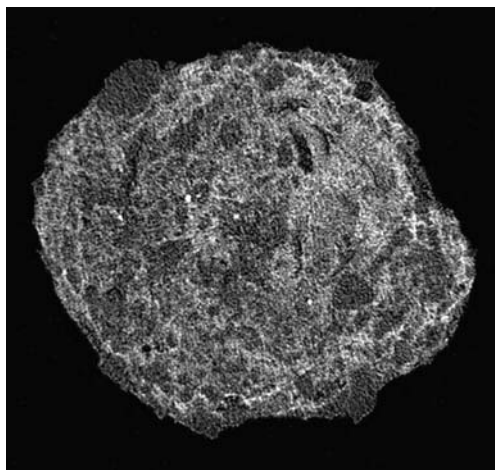
ибо более крупных коккоидных образований находится отверстие (фиг. 6). Длина нитевидных образований — до 35 мк. Биоморфные структуры обнаружены не только в кавернах, но и на свежем сколе образца (фиг. 7). Это также коккоидные (фиг. 8) и нитчатые формы (фиг. 9), некоторые из которых ветвятся и напоминают гифы. Диаметр нитей — меньше 1 мк. По химическому составу биоморфные структуры близки к породе. В нитевидных образованиях (фиг. 10) каверн обнаружены Mn, Fe, Al, Si, Mg. Вероятно, количество железа преобладает над количеством марганца. В спектре глобулы, видимо, меньше Al, Si, не отмечен достоверно Mg (фиг. 11). Скорее всего, выше содержание Mn. В спектре фоссилизованного гликокаликса (фиг. 12, 13) отмечены: Mn, Fe, Al, Si, K, Ca, Ba. Вероятно, Mn преобладает над Fe. Но на спектре биоморфных структур на поверхности объекта полностью отсутствует марганец, отмечены Fe, Al, Si, K, Ca (фиг. 14).

Таким образом, в суглинистых дерново-подзолистых почвах Талдомского района Московской области обнаружены и изучены образования, по составу напоминающие железомарганцевые конкреции, но не имеющие концентрического строения. Тем не менее, по своему составу их следует отнести к почвенными ЖМК. Конкреции состоят из зерен кварца и некоторых других минералов и погруженных в матрикс, содержащий Mn и Fe. Несомненно, в формировании конкреций участвовали организмы, что доказано наличием в образцах биоморфных структур коккоидной, нитевидной, гифообразной формы, гликокаликса, которые подвергнуты минерализации.

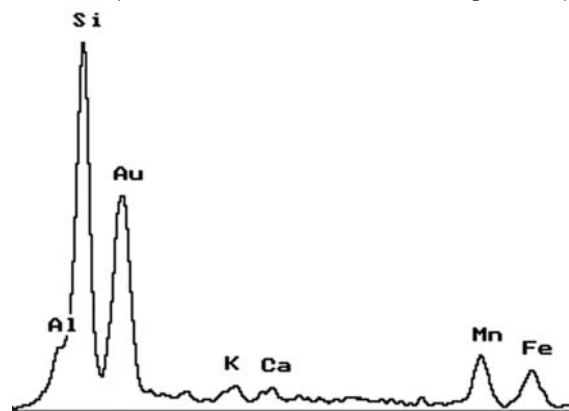
#### **б) Железомарганцевые корки на поверхности гранитных валунов из четвертичной морены**

В четвертичной моренной глине в обломках метаморфизированных или разрушенных магматических пород, состоящих из кварца и полевых шпатов, обнаружены темные с металлическим отливом корки, отчасти проникающие также внутрь обломков по трещинам. При изучении такой темной корки с поверхности гранитов с помощью электронного микроскопа CamScan-4 установлено, что она представляет собой расслаивающееся, легко разрушающееся образование, пронизанное трещинами (фиг. 15). Поэтому можно считать, что валуны были снесены к месту современного залегания без корки; она сформировалась на границе валунов с моренными четвертичными глинами, так как при перемещении валунов ледником они бы очень быстро разрушились. Толщина корки от 50 до 210 мк. По элементному составу в ней преобладают Mn и Fe (фиг. 16). При этом в основной породе присутствие марганца не установлено, и железо также встречается не во всех образцах (фиг. 17). Следовательно, марганец и большая часть железа концентрировались на поверхности валунов, поступая из окружающей среды, но не из породы. Также в железомарганцевой корке присутствуют элементы: Si, Al, K, Ca, Ti или Ba. Различимы два слоя верхний и нижний. Распределение элементов в нижних и верхних слоях отличается. Нижний слой, вероятно, богаче марганцем (фиг. 18). В нижнем слое наблюдались глобулы ( $d$  около 7–10 мкм), иногда объединенные в цепочки. При большом увеличении ( $\times 8900$ ) заметно, что нижний слой и глобулы имеют ячеистую поверхность (фиг. 19, 20, 21). В некоторых участках корки видно как она обволакивает породу (фиг. 22). Также наблюдались гребневидные образования (фиг. 23), которые интерпретируются микробиологами, как результат высыхания бактериальной слизи [25 а]. Корка в трещинах зеленоцветных пород представляло иное образование. Она выглядела как скопление зерен минералов (фиг. 24, 25). Иногда на поверхности проявлялись ячеистые структуры (фиг. 26). Среди зерен минералов выявлены биоморфные структуры, представляющие собой полые сферы (фиг. 27, 28) диаметром 1–2 мк. По элементному составу они близки к окружающей корке (фиг. 29). Проведенное исследование железо-марганцевой корки на поверхности гранитов с помощью микротомографа Skyscan1172 (с фильтром Al-Cu, шагом 2,3 мк, шагом вращения  $0,4^\circ$ ) дало новые результаты. Установлено, что черный слой представляет собой пленку, обволакивающую зерна первоначальной породы и проникающую по микротрещинам между зернами. Она хорошо контрастна и отличима от первоначальной породы. Пленка расслаивается, имеет трещины. Важная особенность ее строения — воздушные полости внутри (фиг. 30, 31, 32). Они обнаружены в большом количестве. Полости имеют различную форму с ответвлениями и, в связи с этим, простираются на разное расстояние (от 100 и более мкм), но высота полости варьирует в меньшем диапазоне (от 60 до 100 мк, в самых низких участках 20 мк). Если предположить, что ячеистый слой с глобулами и гребневидные структуры — это фоссилизованный гликокаликс бактерий, то вполне вероятно, что полости образованы газом, который выделяется при метаболической активности бактерий в составе бактериальной пленки.

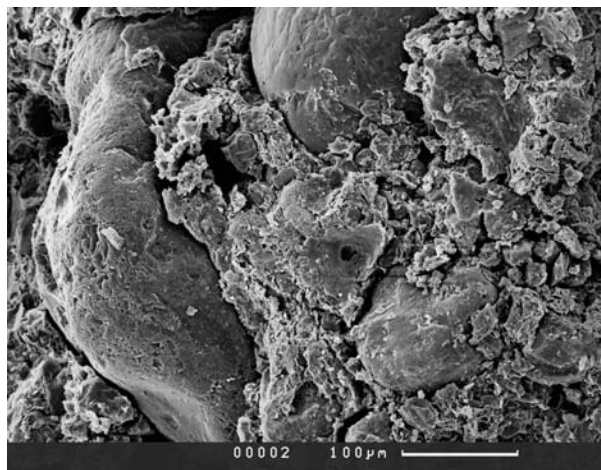
Такие факты, как: слоистость и схожесть с обволакивающей и проникающей в трещины пленкой, расположение глобул рядами и группами, наличие полых резервуаров могут служить дополнительными доказательствами бактериальной природы черной корки. Наличие пустот в сферах доказывает, что они являются не минеральными сферическими образованиями, а фоссиллизированными оболочками. Железомарганцевые корки сформировались в четвертичных глинах Московской области.



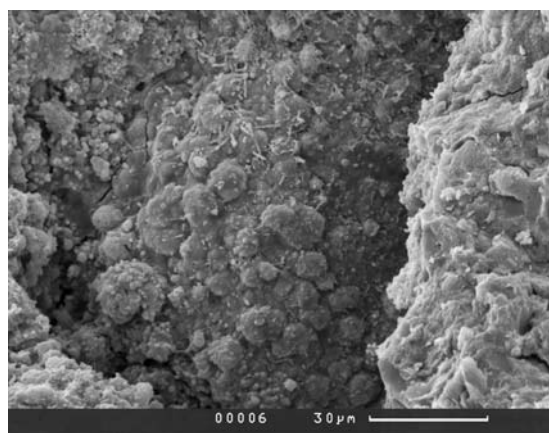
Фиг. 1. Виртуальный срез почвенной ЖМК диаметром 2.5 мм. Темно-серое (почти черное) — зерна кварца, серое — цементирующее, Mn-содержащее вещество, белое — зерна минералов, содержащих большое количество элементов с атомной массой более 25 (полевые шпаты, биотит и амфиболы)



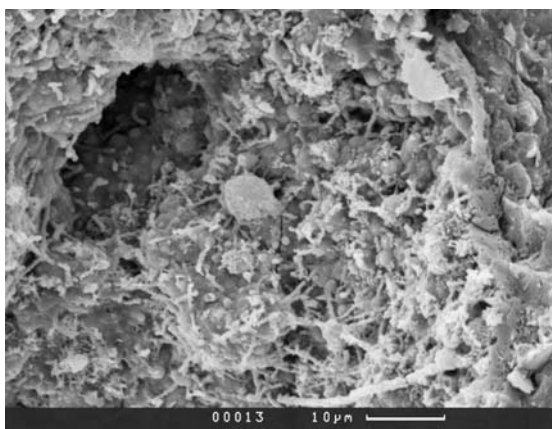
Фиг. 3. ЭДС цементирующего вещества почвенной ЖМК



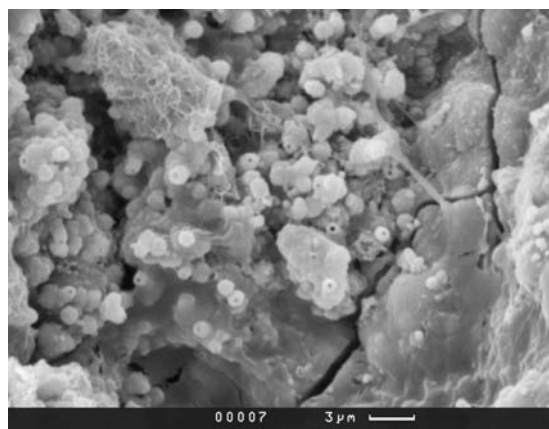
Фиг. 2. Участок почвенной ЖМК. — 223.  
Крупные зерна — кварц



Фиг. 4. Каверна с биоморфными структурами почвенной ЖМК. — 850

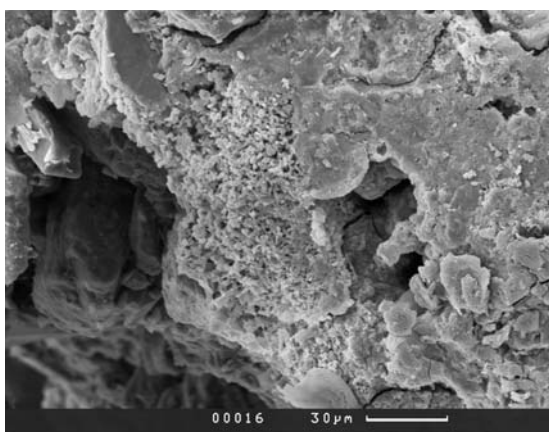


Фиг. 5. Нитчатые биоморфные структуры в почвенной ЖМК. — 1650

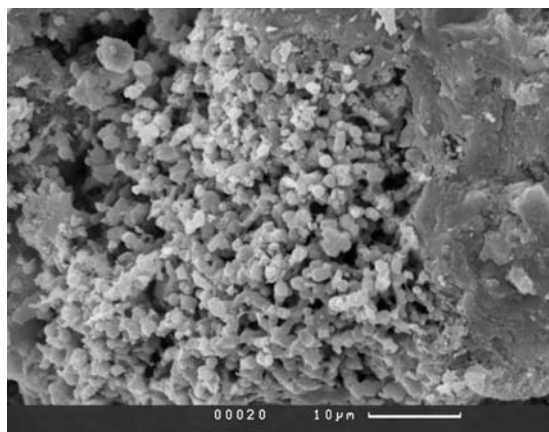


Фиг. 6. Коккоидные биоморфные структуры в почвенной ЖМК. — 3210

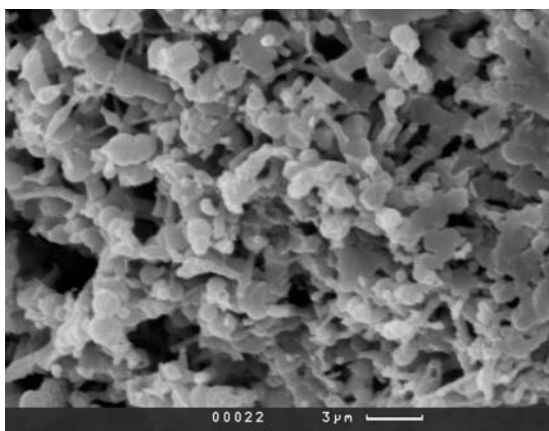




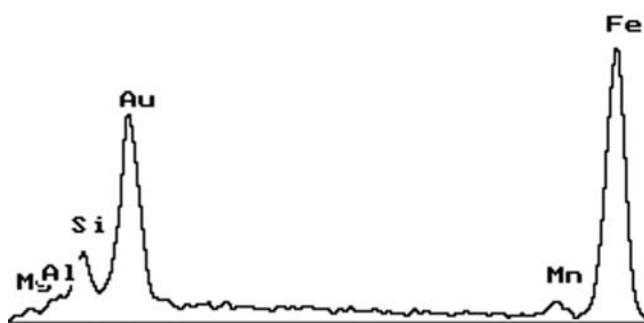
Фиг. 7. Биоморфные структуры на сколе почвенной ЖМК. — 580



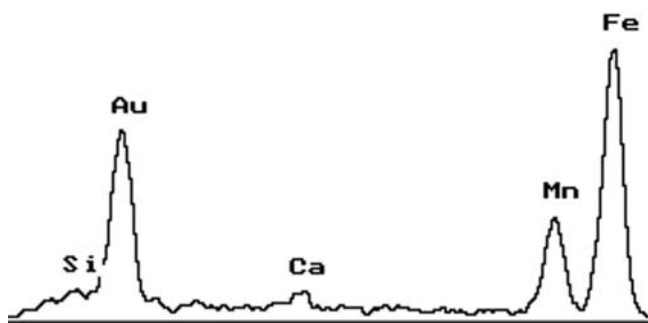
Фиг. 8. Коккоидные (1970) и нитчатые биоморфные структуры на сколе образца



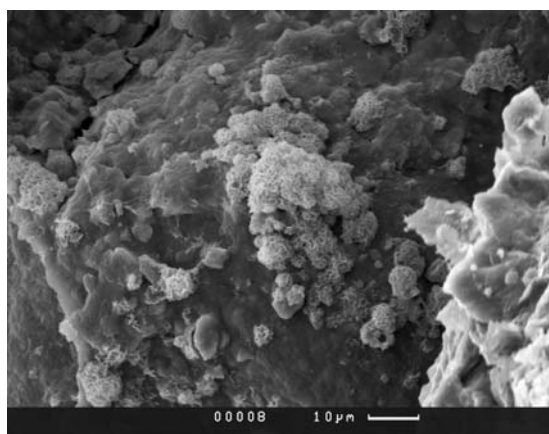
Фиг. 9. Коккоидные и нитчатые (4040) биоморфные структуры на сколе образца



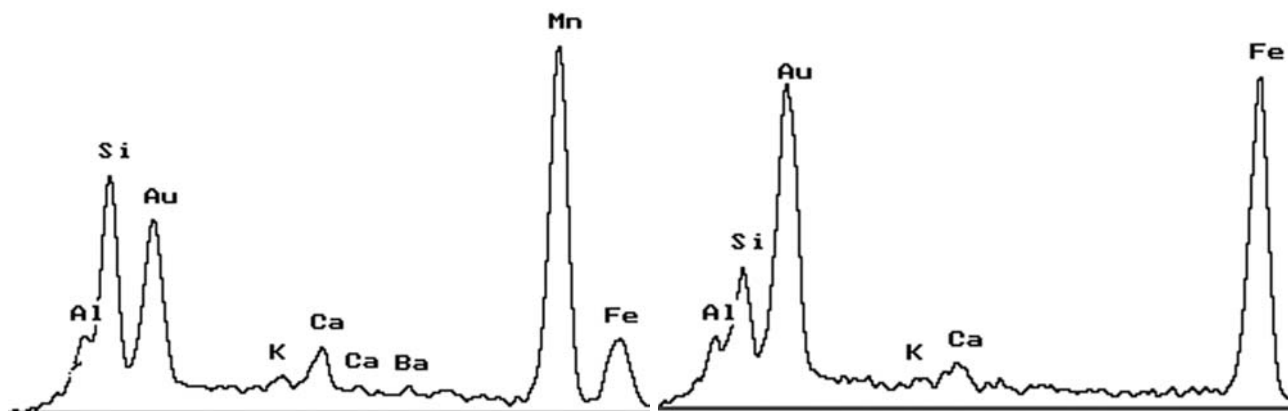
Фиг. 10. ЭДС нитевидной структуры



Фиг. 11. ЭДС коккоидной структуры

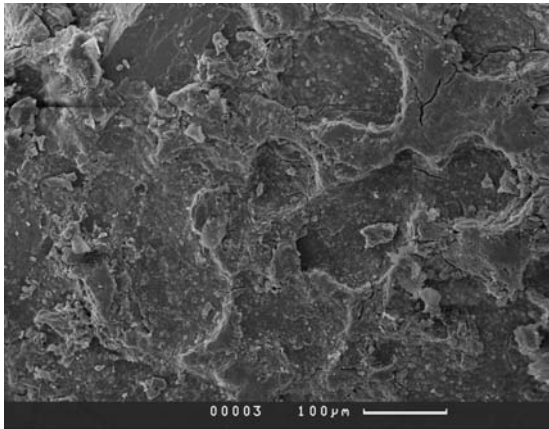


Фиг. 12. Фрагменты фоссилизованного гликокаликса в почвенной ЖМК. — 1090

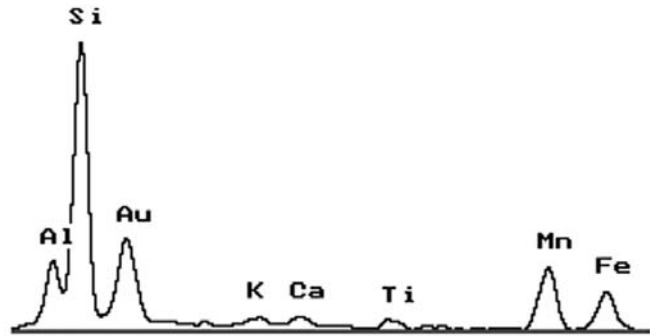


Фиг. 13. ЭДС гликокаликса

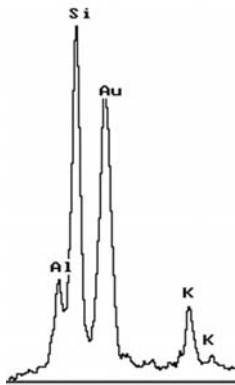
Фиг. 14. ЭДС биоморфных структур на сколе конкреции



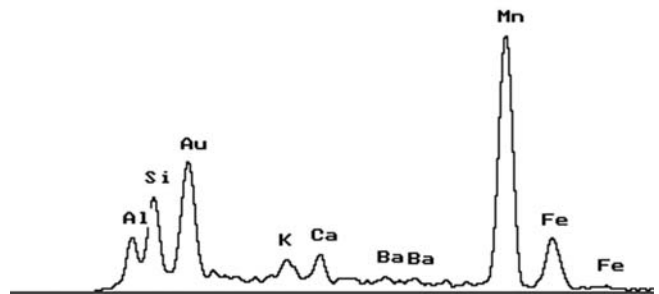
Фиг. 15. Разрушающаяся поверхность железомарганцевой корки. — 180



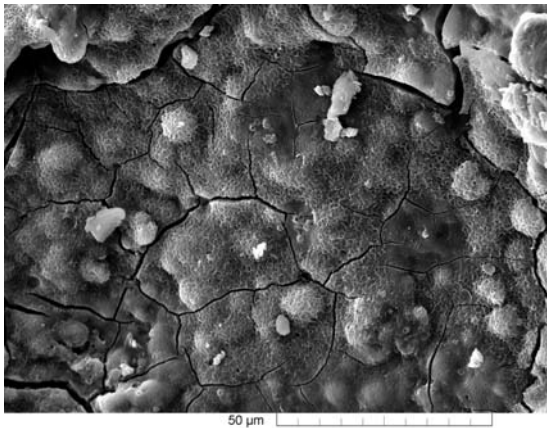
Фиг. 16. ЭДС железомарганцевой корки (ЖМК)



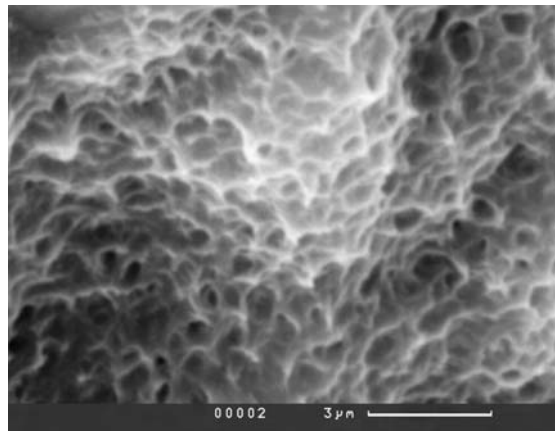
Фиг. 17. ЭДС породы с железомарганцевой коркой



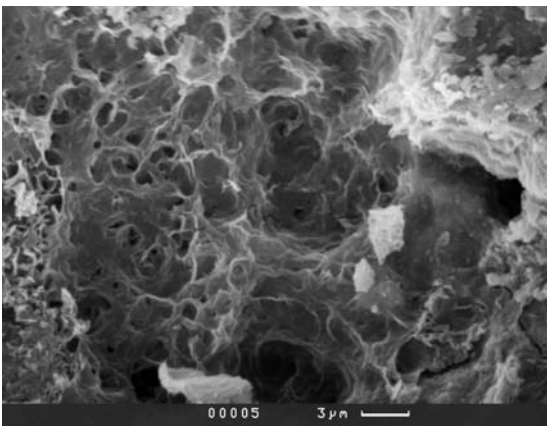
Фиг. 18. ЭДС нижнего слоя железомарганцевой корки



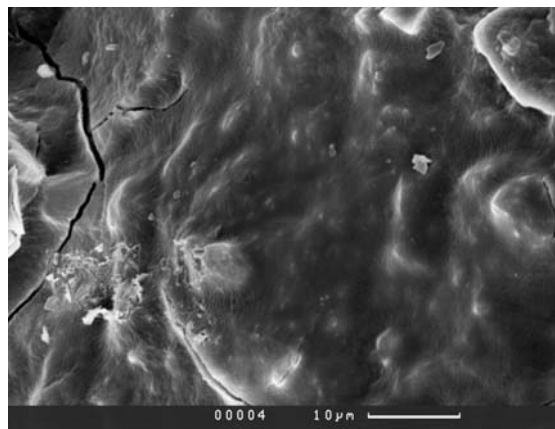
Фиг. 19. Участок нижней поверхности корки



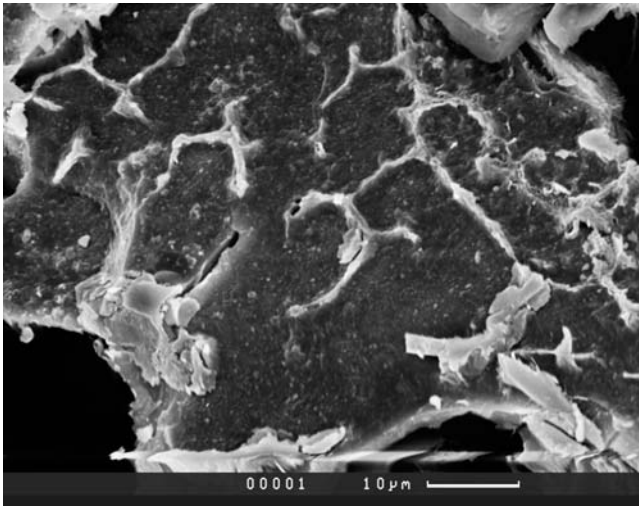
Фиг. 20. Ячеистая поверхность корки — фрагмент фоссилизованного гликокаликса



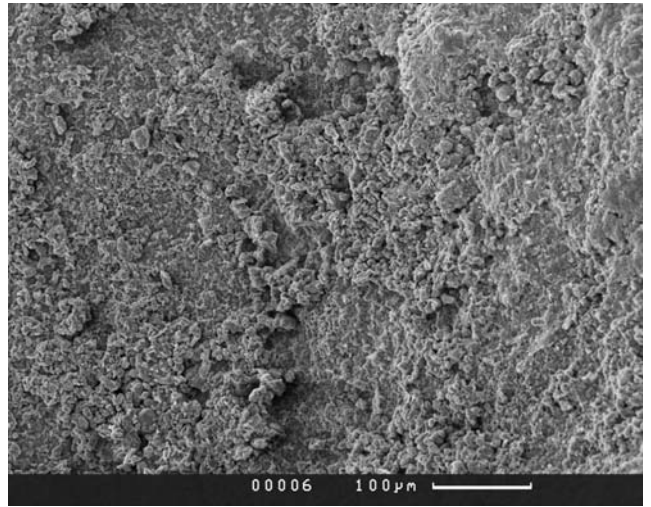
Фиг. 21. Ячеистая поверхность корки — фрагмент фоссилизованного гликокаликса



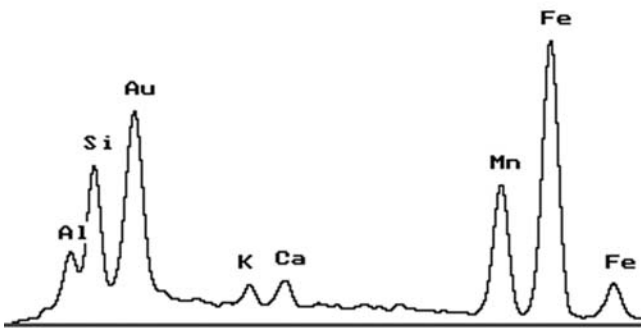
Фиг. 22. Фоссилизованная бактериальная пленка, обволакивающая поверхность породы — 1910



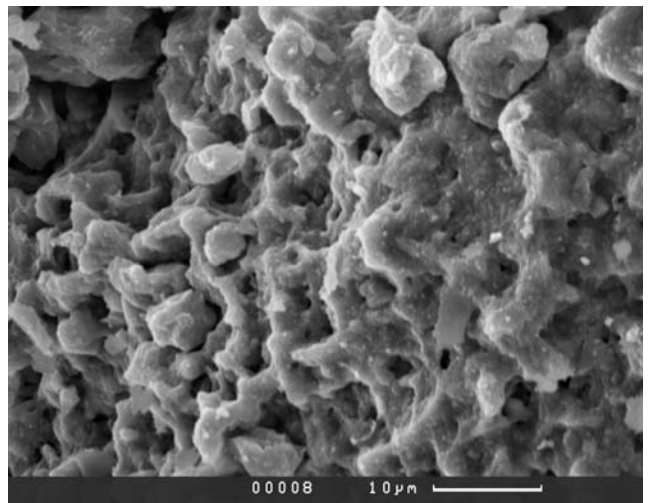
Фиг. 23. Гребневидные образования — результат высыхания бактериальной слизи — 1910



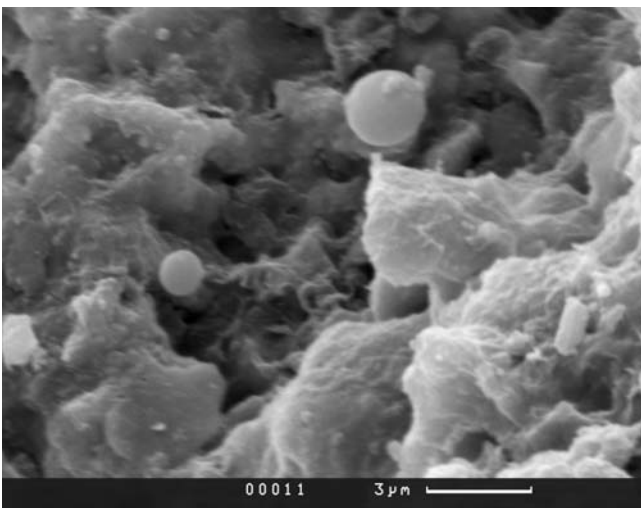
Фиг. 24. Поверхность железомарганцевой корки на валуне зеленоцветной породы — 180



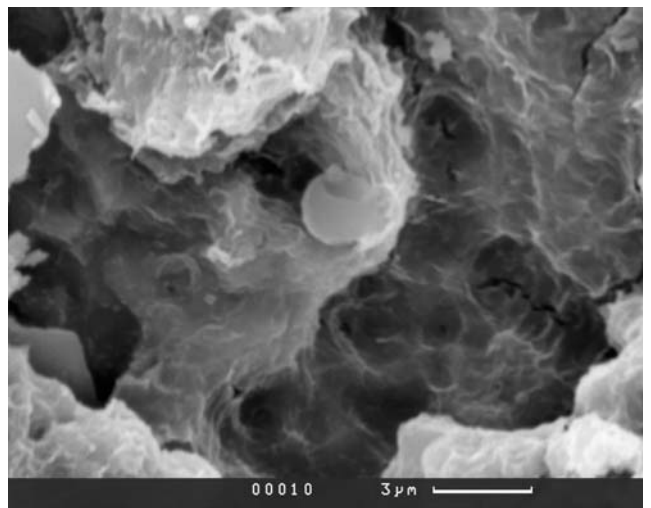
Фиг. 25. ЭДС железомарганцевой корки на валуне зеленоцветной породы



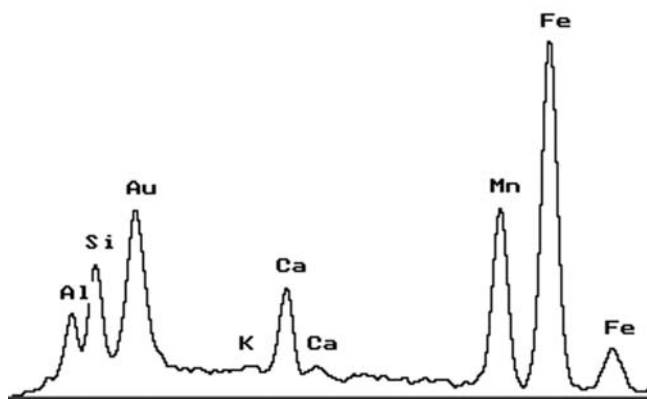
Фиг. 26. Ячеистый участок железомарганцевой корки (зеленоцветная порода) — 1910



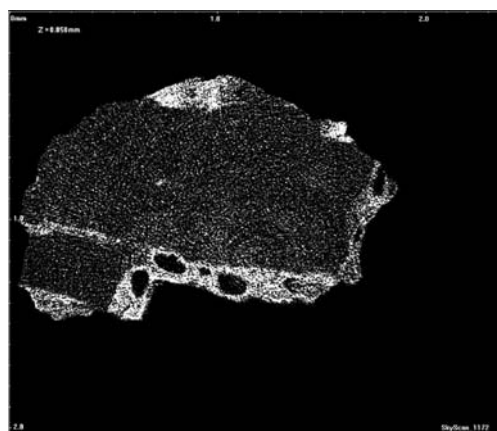
Фиг. 27. Коккоидные биоморфные образования



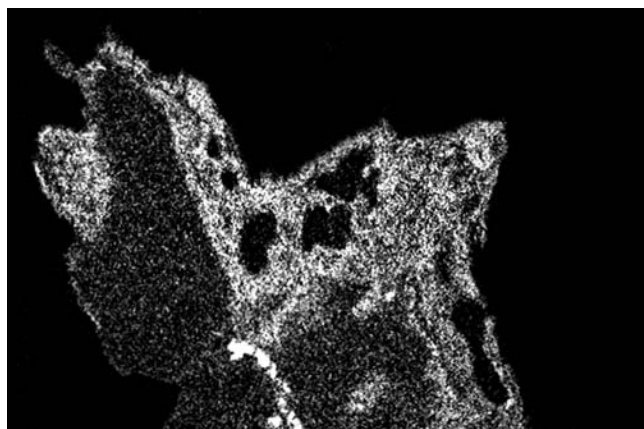
Фиг. 28. Коккоидное биоморфное образование, представляющее собой фоссилезированную оболочку



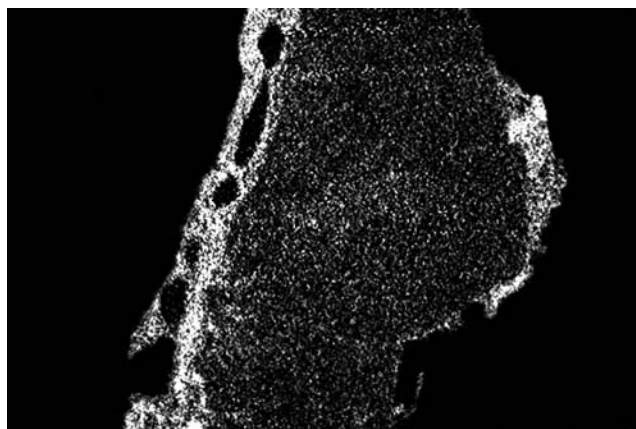
Фиг. 29. ЭДС коккоидного биоморфного образования



Фиг. 30. Поперечный виртуальный срез образца (ширина 2 мм) с железомарганцевой коркой, имеющей полости



Фиг. 31. Коронарный виртуальный срез того же образца



Фиг. 32. Сагиттальный виртуальный срез того же образца

### 3.5. Железомарганцевые конкреции в озерах России

В озерах северной части России довольно обычны и неоднократно описывались ЖМ конкреции и близкие образования, довольно широко распространенные и за пределами России — в Швеции, Финляндии, Канаде и в других странах. Изучение их представляет явный интерес для расшифровки условий их формирования, особенно в сравнении с конкрециями морей и океанов.

#### 3.5.1. Байкал

*Г.Н. Батури, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

В донных осадках озера Байкал железомарганцевые конкреции известны с середины прошлого столетия [161] и с тех пор неоднократно изучались, чему посвящены десятки работ отечественных и зарубежных ученых [12, 50, 58, 82, 83, 84, 85, 110, 111, 112, 186, 187, 223, 326, 387, 388, 432]. Однако первые сведения об их составе, полученные методами СЭМ, появились лишь недавно [145, 146, 35 а], что обуславливает необходимость продолжения этих исследований. Схема распространения железомарганцевых образований на дне озера приведена на рис. 1.

Нами изучены образцы ЖМО двух типов: конкреции и ожелезненные трубки полихет. Конкреции со дна южной мелководной части Байкала (Мурина банка и ее склоны, образец 11) собраны сотрудником Лимнологического института СО РАН Е.Б. Карабановым и данные об их химическом составе были опубликованы ранее [33]. Ожелезненные трубки полихет получены

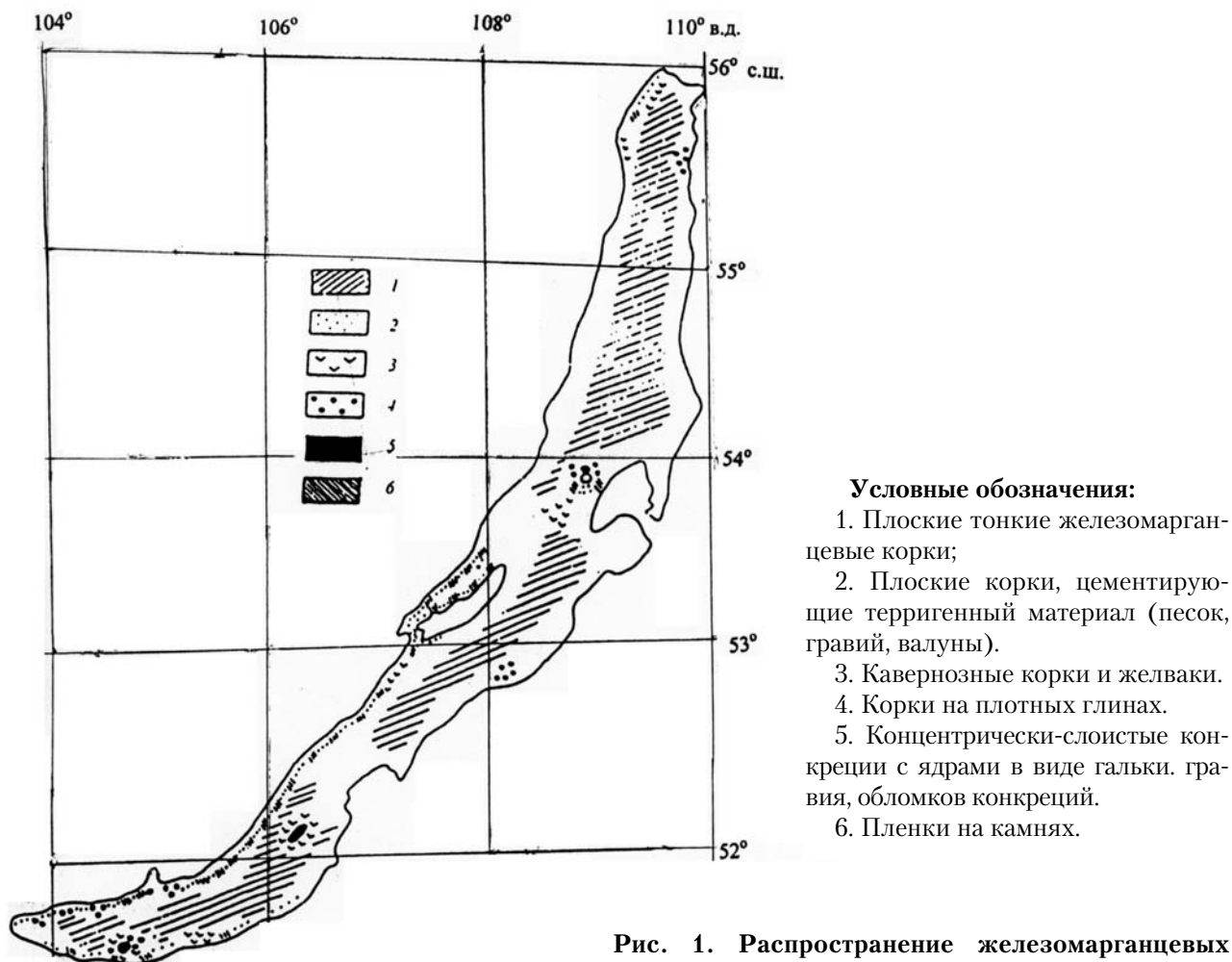


Рис. 1. Распространение железомарганцевых образований на дне Байкала [110 а]

В.И. Пересыпкиным (ИО РАН) при погружении на дно глубоководного обитаемого аппарата «Мир» при проведении Байкальской экспедиции ИОРАН в 2009 г. Основной материал был собран в пределах участка с координатами  $52^{\circ} 39.64'$  с.ш.,  $107^{\circ} 22.43'$  в.д. с глубины 483 м.

### Морфология, минералогия и химический состав образцов

Железомарганцевые конкреции на дне Байкала распространены довольно широко и встречаются на глубинах от нескольких метров до сотен метров, преимущественно на поверхности окисленных осадков разного состава. Нами изучались относительно изометричные образцы конкреций размером от 2 до 5 см в поперечнике.

При погружении «Мир» в глубоководной зоне Байкала были обнаружены наряду с железными осадками выступающие над поверхностью дна на несколько см трубчатые образования диаметром от 2–3 до 6–7 см с разной толщиной стенок, от нескольких мм до 1–2 см, а также их обломки. По всей видимости, эти образования являются железными трубками червей - полихет, аналогичные тем, которые распространены в осадках арктических морей [158].

С помощью методов аналитической электронной микроскопии в железомарганцевых конкрециях и трубчатых образованиях со дна Байкала установлена серия минералов железа – гетит, гидрогетит, гематит, ферроксигит, а также марганца – романешит (псиломелан), асболоан, 7-Å и 10-Å вернадит.

Данные об основном химическом составе нескольких образцов железомарганцевых конкреций, железных трубок и ассоциирующих с ними осадков приведены в таблице.

## Основной химический состав конкреций, трубок и осадков

Компонент	Конкреции		Трубки				Осадки		
	Б-3	Б-1	Б-40	Б-41	Б-68/5	Б-67/4	Б-44	Б-59	Б-85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.0	90.0	11.1	11.0	15.1	15.3	6.25	4.82	8.40
MnO	2.6	1.3	0.87	0.96	1.56	0.20	0.17	0.10	0.26
SiO <sub>2</sub>	49.9	5.6	—	—	—	—	—	—	52.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.8	2.1	15.9	15.3	13.8	13.4	15.8	15.0	14.6
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.10	0.45	0.45	0.51	0.44	0.57	0.52	0.61
Na <sub>2</sub> O	1.60	0.12	2.11	2.46	1.67	1.47	2.34	2.62	1.80
K <sub>2</sub> O	2.30	0.22	2.53	2.15	2.10	2.13	2.27	2.02	2.60
CaO	2.50	0.80	1.62	1.77	1.69	1.88	2.06	1.56	2.30
MgO	1.50	0.29	1.84	1.78	1.84	1.74	1.92	1.64	2.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.13	3.30	1.80	2.17	—	—	0.40	0.30	0.36

## Результаты изучения в СЭМ

*Конкреции со дна Муриной банки*

Первый из исследованных образцов (№11) является неравномерно уплотненной конкрецией, участок которой показан на фиг. 1. Судя по ЭДС этого участка (фиг. 2), в его составе преобладают марганец, железо и кремнезем при пониженном содержании алюминия и кальция, что обусловлено небольшой примесью алюмосиликатов, связанных с глинистыми компонентами. Менее плотные и более плотные части этой конкреции показаны соответственно на фиг. 4 и 3. Рыхлые участки сложены фрагментами диатомей с подчиненным количеством глинистого материала. При большем увеличении этого участка видна цилиндрическая диатомовая водоросль (фиг. 5), ЭДС которой показан на фиг. 6. Ее состав преимущественно кремнистый, с низким содержанием марганца. Рядом находятся дисковидные диатомовые водоросли (фиг. 7), импрегнированные оксидами железа и марганца, но обедненные кремнеземом, что свидетельствует о высокой степени их минерализации. Несмотря на это, сохраняются тонкие детали строения панцирей диатомей, что свидетельствует о неравномерности минерализации биогенного опала даже в пределах небольшого участка образца.

Рыхлые участки конкреции представлены на рис. 9–14. Наряду с доминирующими остатками диатомей здесь присутствуют шарообразные цисты золотистых водорослей диаметром около 3 мк. Местами скопления наночастиц биогенного детрита покрывают фрагменты диатомей (фиг. 15, 16). ЭДС этих форм (фиг. 17) свидетельствует, что в их составе доминирует марганец при заметном количестве кремнезема.

В пределах плотных участков этой конкреции органические остатки малочисленны (фиг. 18). Полученные с них ЭДС (фиг. 19) свидетельствуют, что они ожелезнены. В другом образце (фиг. 20) преобладают рыхлые участки с высоким содержанием марганца и низким — кремнезема и кальция (фиг. 21). Основная часть этого образца состоит из агрегатов тонкозернистого детрита и губчатой массы неясного происхождения (фиг. 22–24).

*Трубчатые образования из глубоководной зоны*

Трубчатые образования сложены уплотненным осадочным материалом из вмещающих осадков, представленных терригенными пелитово-мелкоалевритовыми илами, а также органическими остатками — преимущественно обломками и целыми панцирями диатомовых водорослей, реже цистами золотистых водорослей, которые распространены как в Байкале, так и во многих других водоемах [281а]. Цементирующий материал состоит из гидроксидов железа и марганца. Для внутренних частей трубок характерна темная окраска, в то время как в наружных, более окисленных частях преобладают охристые тона.

Микроструктура трубок крайне разнообразна и характеризуется неупорядоченным сочетанием нескольких типов. В частности, выделяются следующие разновидности: гелевидная (фиг. 25а и б) и ячеистая (фиг. 25в), образованные гликокаликсом, на фиг. 25 б и 25 в видны нитчатые бактерии; комковатая (фиг. 25г) и неравномернозернистая (фиг. 25д).

Биогенный материал в трубках обилен и также распределен крайне неравномерно.

Основная доля биогенных компонентов представлена опалом диатомовых водорослей. В большинстве препаратов присутствуют хорошо сохранившиеся панцири (фиг. 26а, 26б), но в других участках видно, что панцири частично растворяются и замещаются гидроксидами железа, начиная с центральной их части (фиг. 26в).

Судя по предыдущим данным [58], а также более поздним определениям, выполненным В.В. Мухиной и Г.Х. Казариной (ИОРАН), остатки диатомей представлены видами *Aulosira baikalensis* (K. Meyer), *Cyclotella minuta* (scv) Autip., *Stephanodiscus* sp., *Synedra* sp., *Navicula* sp.

Среди прочих биогенных компонентов присутствуют цисты золотистых водорослей (фиг. 26г) и остатки губок (фиг. 26д, 26е). Изредка встречаются микротрубчатые и цепочечные образования длиной до 10–20 мк и диаметром 1–1,5 мк, являющиеся, как можно предположить, остатками цианобактерий (фиг. 27).

Судя по микрозондовым анализам, содержание железа и марганца, а также соотношение Mn/Fe значительно колеблется от участка к участку. Железо в большинстве случаев преобладает, но в некоторых микрозонах наблюдается противоположная картина (фиг. 28д). Степень минерализации органических остатков также крайне изменчива: встречаются как почти чистые, так и в различной степени импрегнированные гидроксидами металлов панцири диатомей, цисты водорослей и остатки кремнистых губок.

В одном из препаратов обнаружена пиритовая микроконкреция диаметром 3 мк (фиг. 29). Ранее сообщалось о находках нанокристаллов пирита в железомарганцевых конкрециях из южной части Байкала [27а].

В связи с проблемой распространения железомарганцевых образований следует отметить, что железистая корка была найдена также в колонке диатомовых илов (горизонт 106–110 см), поднятой с возвышенной части Академического хребта с глубины 277 м. Под коркой находился фосфатно-железистый слой толщиной 5–6 мм, еще ниже — 8 мм диатомового осадка и затем — снова фосфатно-железистый слой толщиной 1–1,5 мм, подстилаемый толщей диатомовых илов, возраст которых оценивается в 70–80 тыс. лет [138 а]. В составе оруденелой породы отмечен дефицит кальция (относительно фосфора в фосфоритах) и повышенное (до 80 г/т) содержание урана.

### Заключение по Байкалу

Приведенные данные свидетельствуют, что формирование железомарганцевых образований на дне озера Байкал происходит, как и в морях, диагенетическим путем за счет мобилизации металлов из подстилающих осадков согласно классической схеме, описанной в свое время Н.М.Страховым [266 а]. Локальной особенностью этого процесса является обилие во многих образцах биогенного материала, преимущественно опала диатомовых водорослей и их фрагментов, в меньшей степени цист золотистых водорослей. Процесс формирования железомарганцевых образований происходит, видимо, как путем автокаталитического осаждения гидроксидов железа и марганца, диффундирующих из поровых растворов, так и путем минерализации (частичной или значительной) органических остатков.

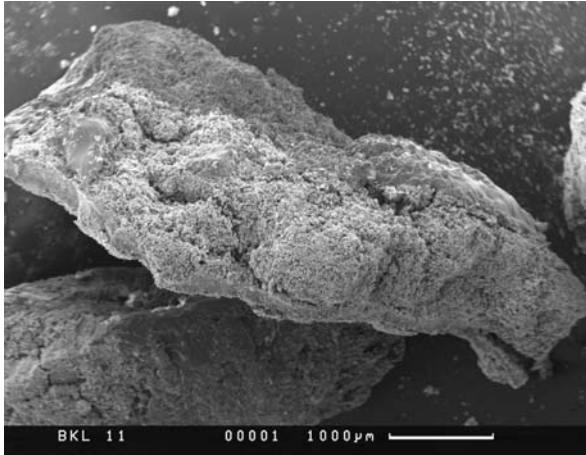
Содержание в описанных образованиях железа и марганца, так же как их соотношение, варьирует в широких пределах, но в целом железистая компонента доминирует. Количество и соотношение терригенного и биогенного материала также варьирует — от незначительной примеси до преобладания либо первого, либо второго.

Находки бактериоморфных частиц в конкрециях и ожелезненных трубках червей единичны несмотря на обилие, судя по литературным данным, бактериальной микрофлоры в осадках озера [145, 146]. В связи с этим вопрос о роли микробиологической активности в формировании байкальских железомарганцевых конкреций остается мало изученным.

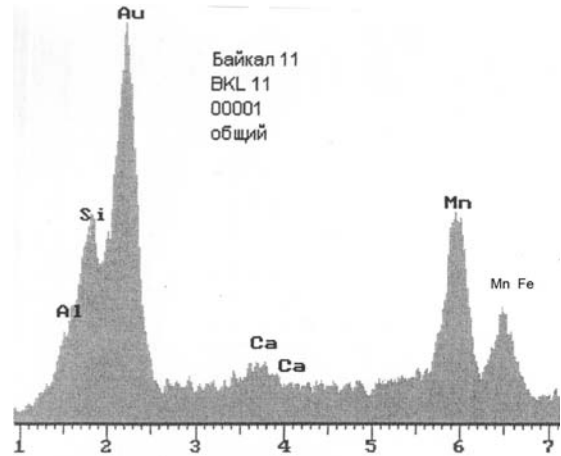
Единичные находки микроглобул пирита в составе трубок свидетельствуют о спорадическом возникновении в них микроочагов восстановительного процесса в связи с наличием органического вещества, связанного с многочисленными включениями биогенного материала. Поскольку формирование пирита обусловлено бактериальной сульфат-редукцией, этот процесс действительно имел место, но в крайне локальном и ограниченном масштабе.



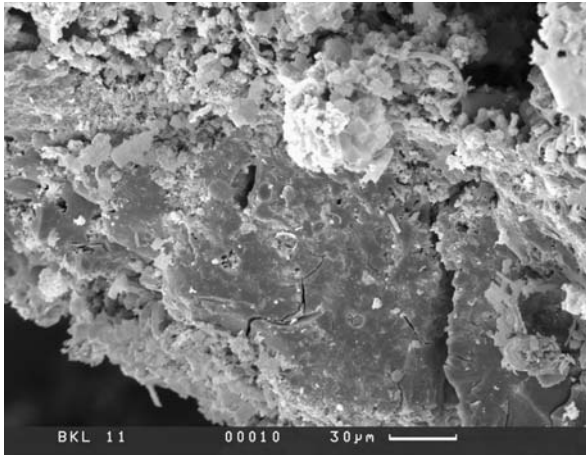
Относительно упомянутых выше прослоев (железистого и двух фосфатных) в колонке диатомовых илов с Академического поднятия нам представляется, что это явление сопоставимо с теми процессами фосфатонакопления и железомарганцевой минерализации, которые известны в океане. В диатомовых илах биопродуктивных океанских окраин, а также на подводных горах формируются фосфатные стяжения и корки, значительно обогащенные, преимущественно на шельфах, ураном. На подводных горах, по мере их погружения, условия седиментации и диагенеза меняются, что приводит к смене фазы фосфатонакопления железомарганцевой фазой, на границе которых может происходить их частичное взаимопроникновение.



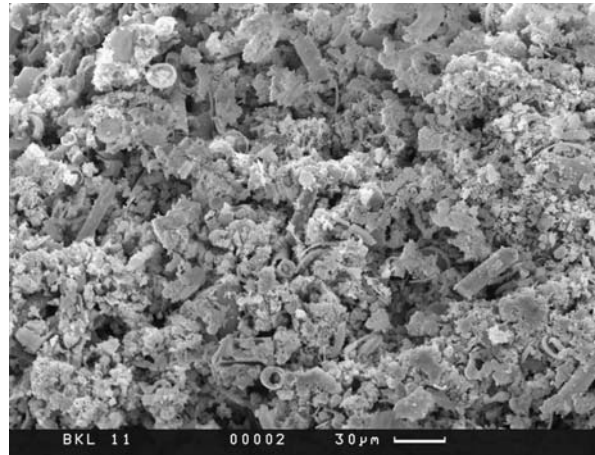
Фиг. 1. Общий вид фрагмента обр. 11 в СЭМ. Видны темные плотные и светлые менее плотные участки



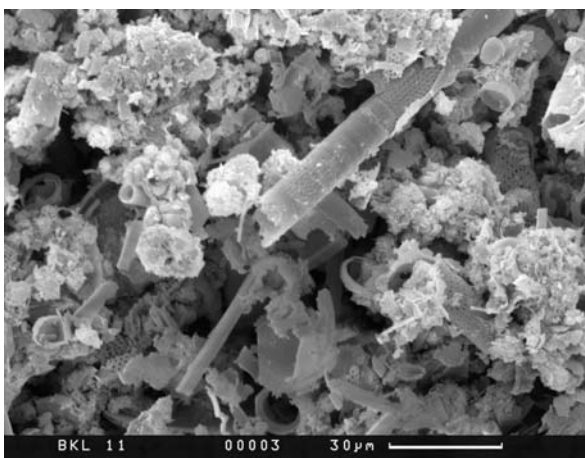
Фиг. 2. ЭДС этой части. Преобладание марганца и железа над кремнеземом и алюминием



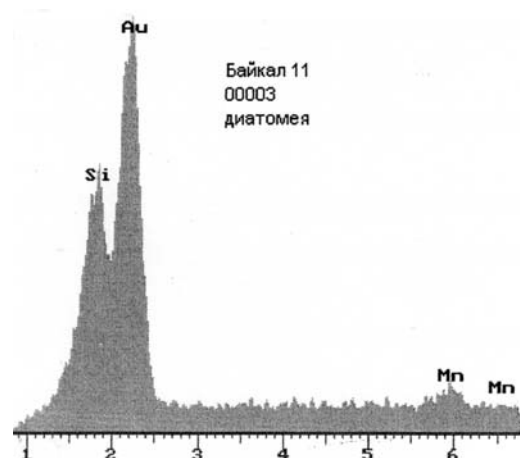
Фиг. 3. Общий вид темной плотной части



Фиг. 4. Общий вид менее плотной, более светлой части

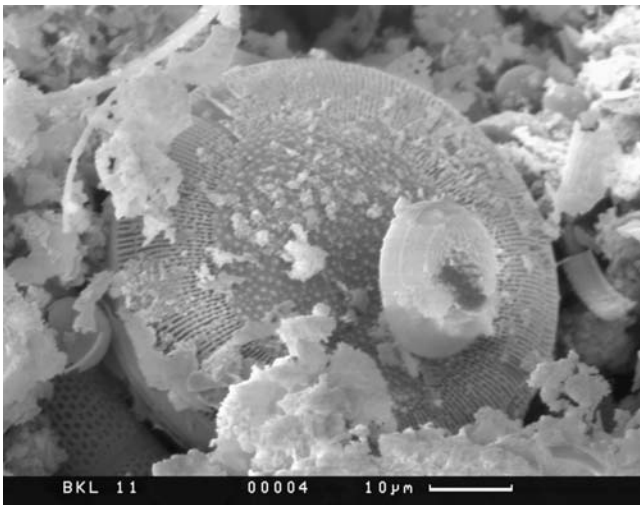


Фиг. 5. Более детально светлая часть, состоящая из обильных остатков диатомовых водорослей, сильно пористая

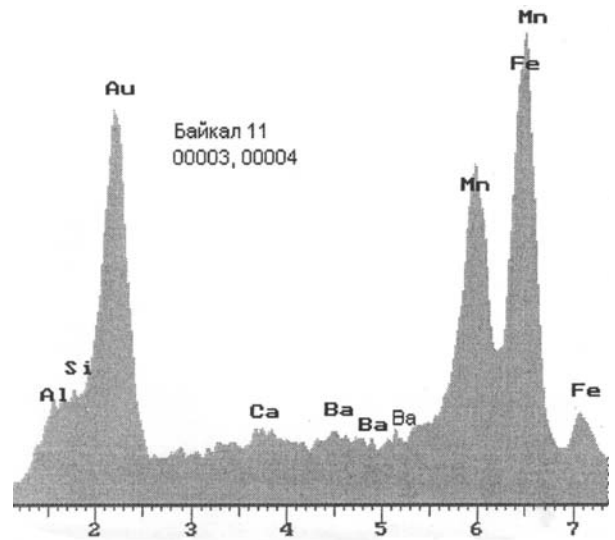


Фиг. 6. ЭДС цилиндрической диатомеи, в составе которой доминирует кремнезем и присутствуют следы марганца

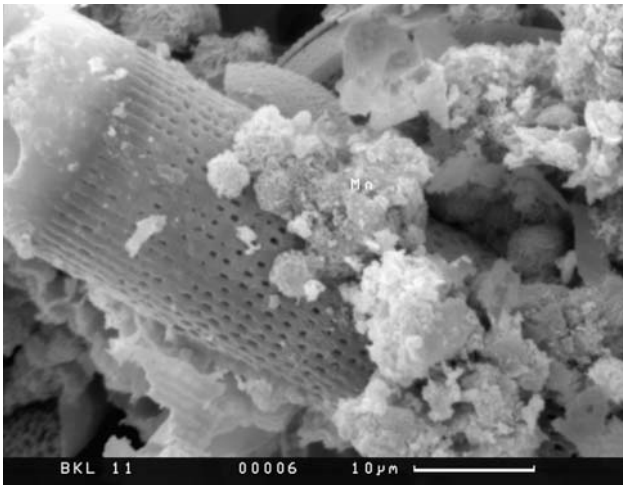




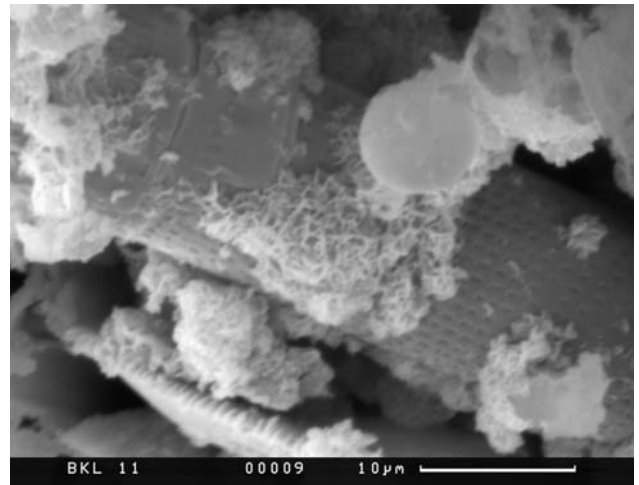
Фиг. 7. Другая створка диатомовой водоросли



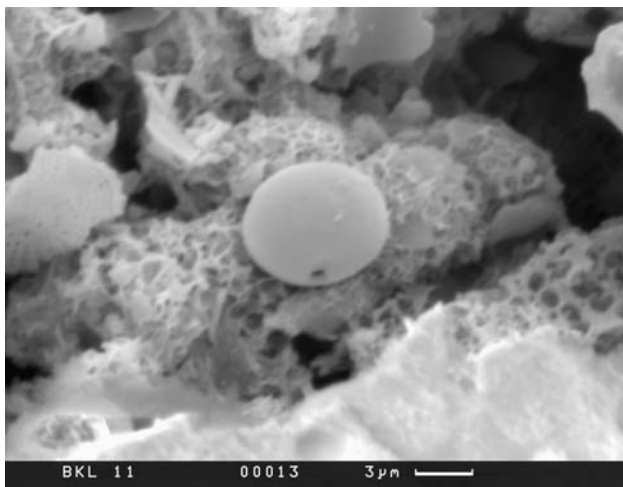
Фиг. 8. ЭДС водоросли с высоким содержанием железа и марганца и пониженным содержанием кремнезема, алюминия, кальция и бария



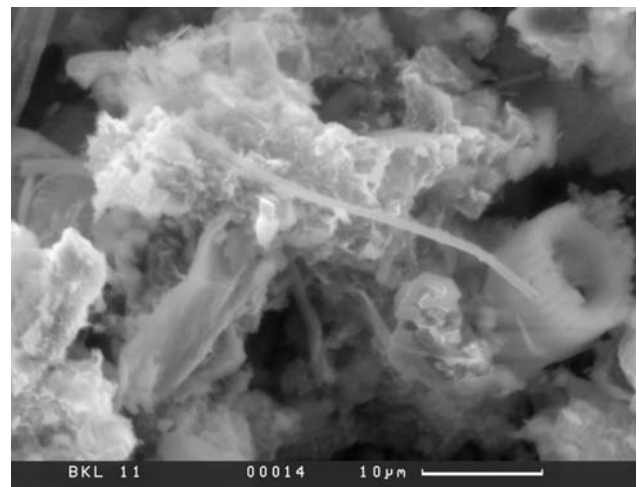
Фиг. 9.



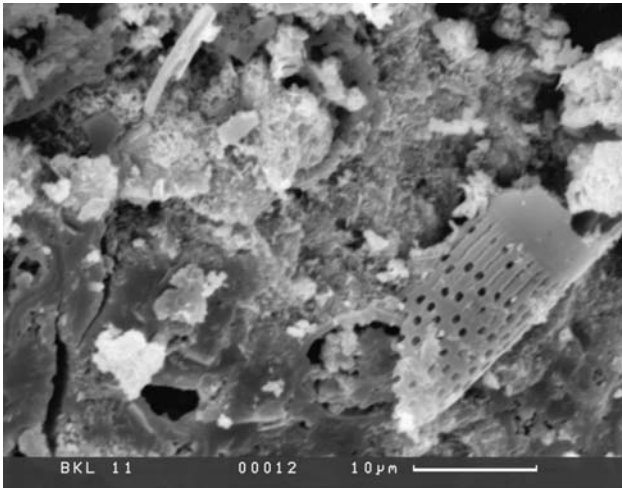
Фиг. 10.

Фиг. 9–11. Рыхлый участок.  
Шарообразные цисты золотистых водорослей вокруг диатомей

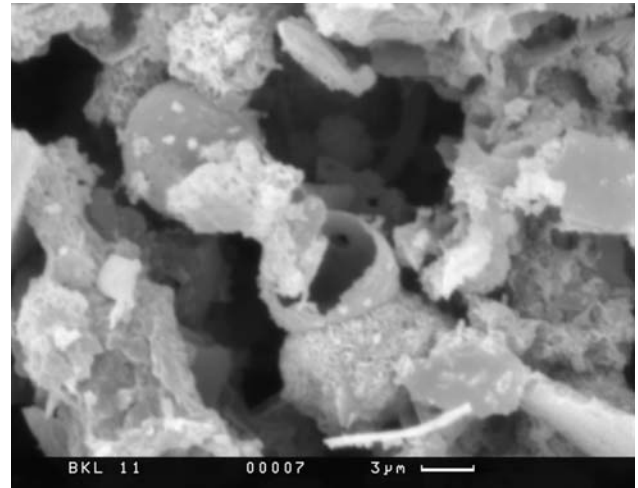
Фиг. 11.



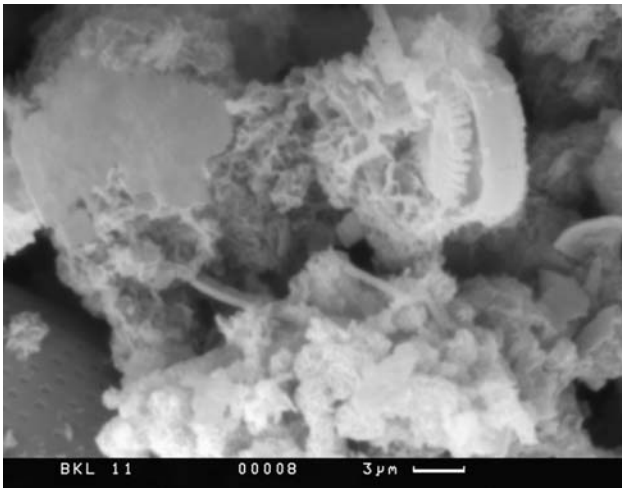
Фиг. 12. Нитчатые формы



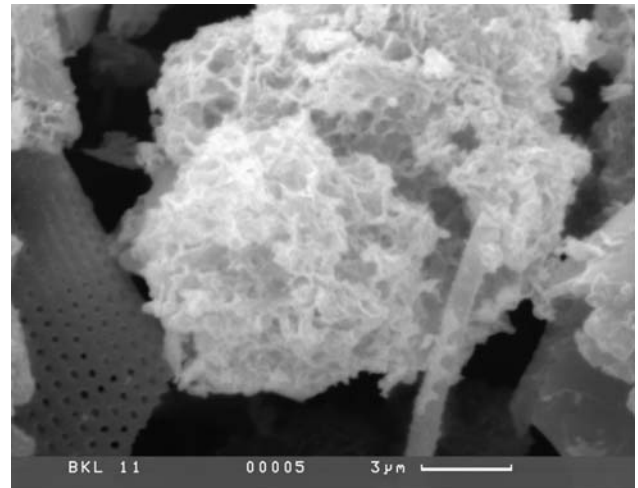
Фиг. 13. Фрагмент диатомеи



Фиг. 14.

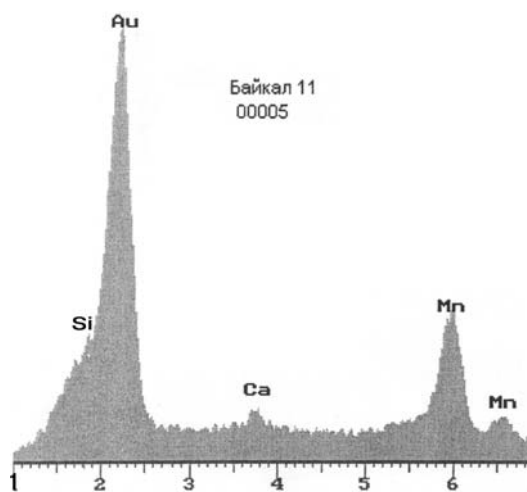


Фиг. 15.

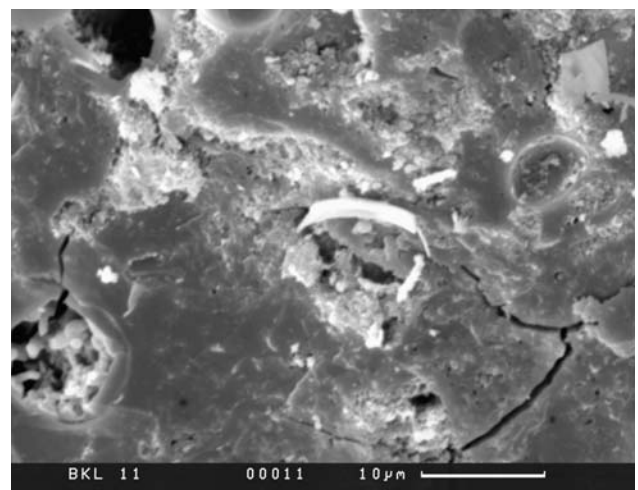


Фиг. 16.

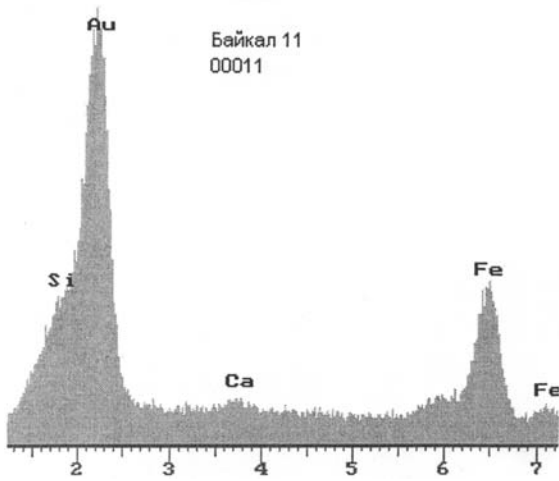
Фиг. 14–16. Цисты, агрегаты биогенного детрита и губчатые образования



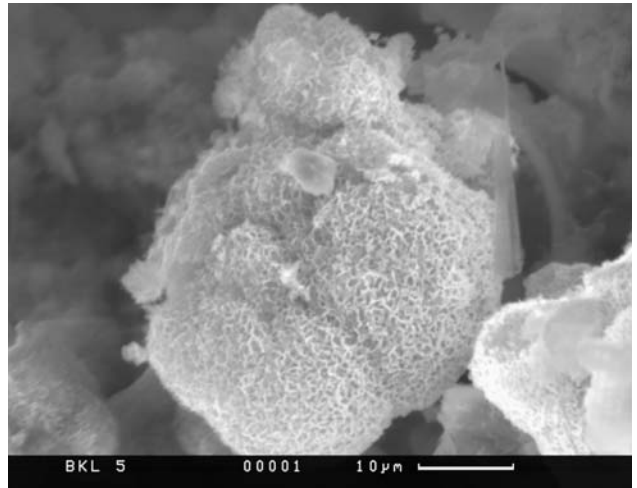
Фиг. 17. ЭДС марганцевого агрегата с примесью кремнезема и кальция



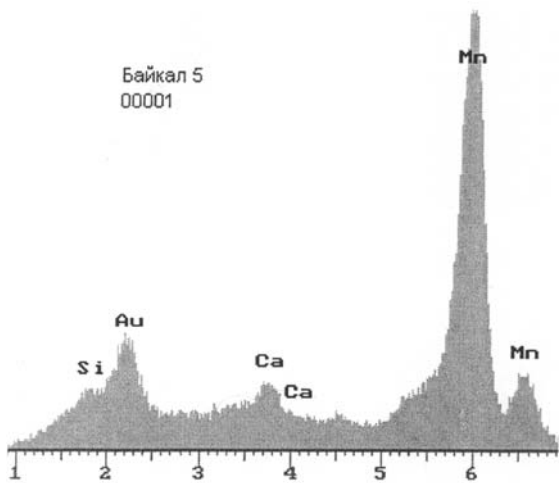
Фиг. 18. Строение уплотненной части образца



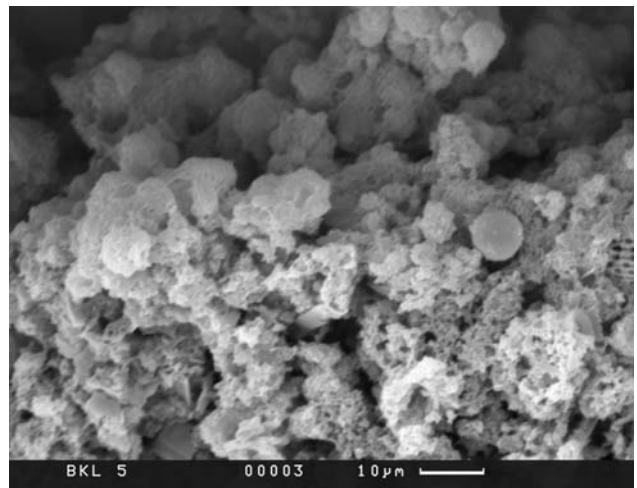
Фиг. 19. ЭДС этой части, в которой преобладает железо



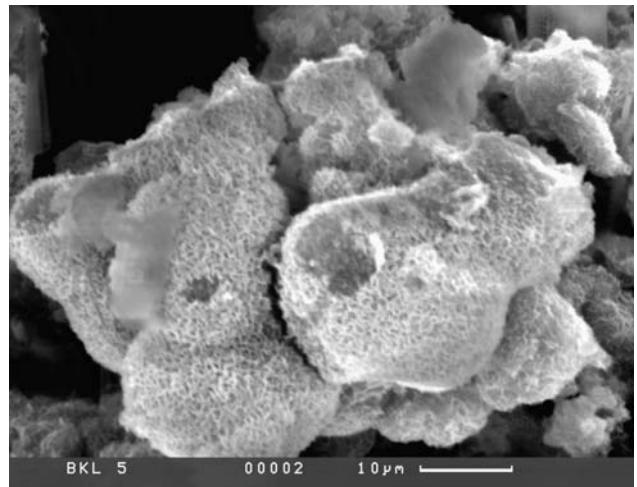
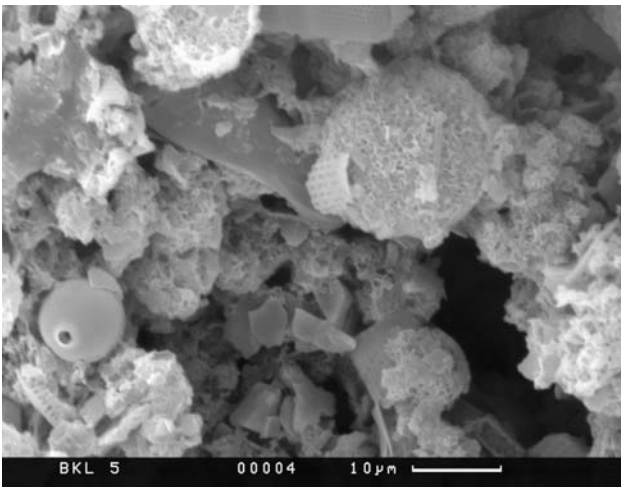
Фиг. 20. Плотный фрагмент обр. 5 с редкими остатками диатомей



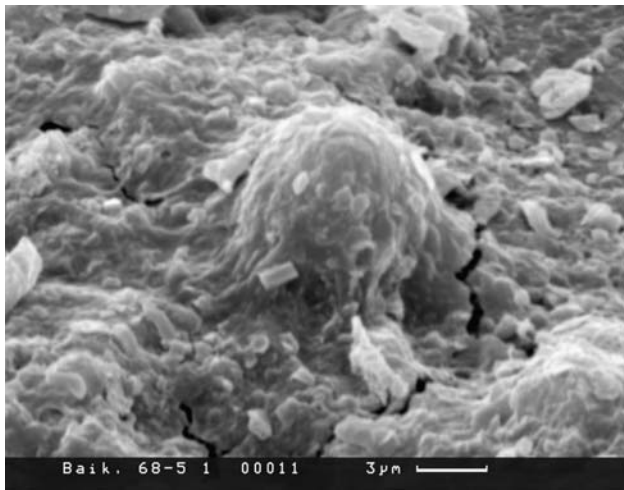
Фиг. 21. ЭДС этого участка, в составе которого доминирует марганец при низком содержании железа, кремнезема и кальция



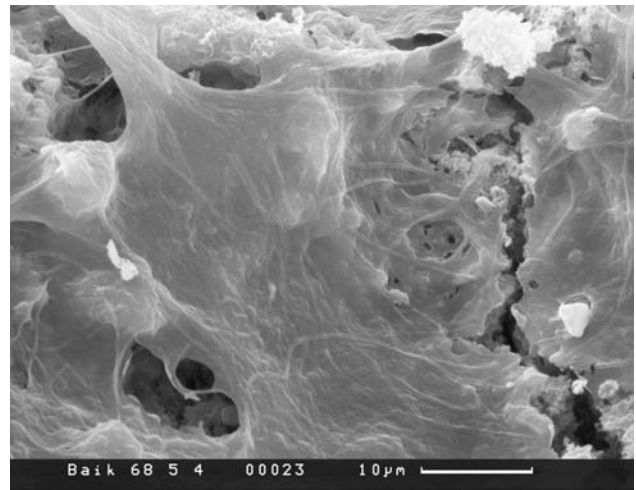
Фиг. 22.



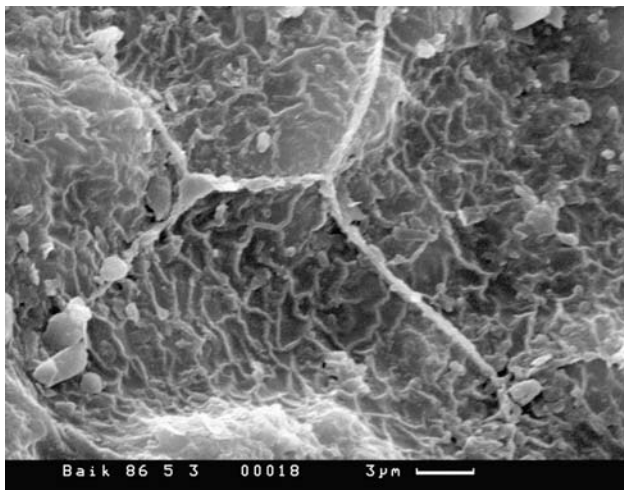
Фиг. 23. Фиг. 22–24. Рыхлые участки конкреции при разных увеличениях. Цисты золотистых водорослей, агрегаты тонкозернистых частиц и губчатых образований с единичными остатками диатомей



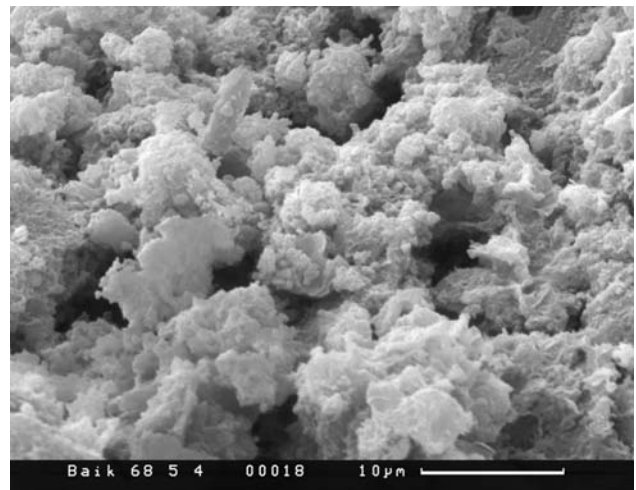
а



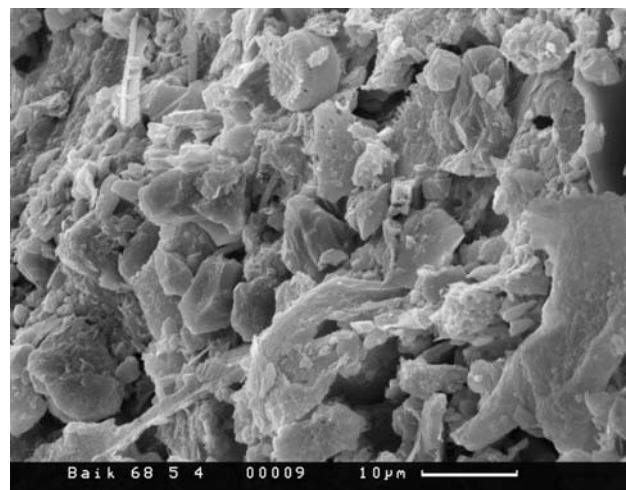
б



в

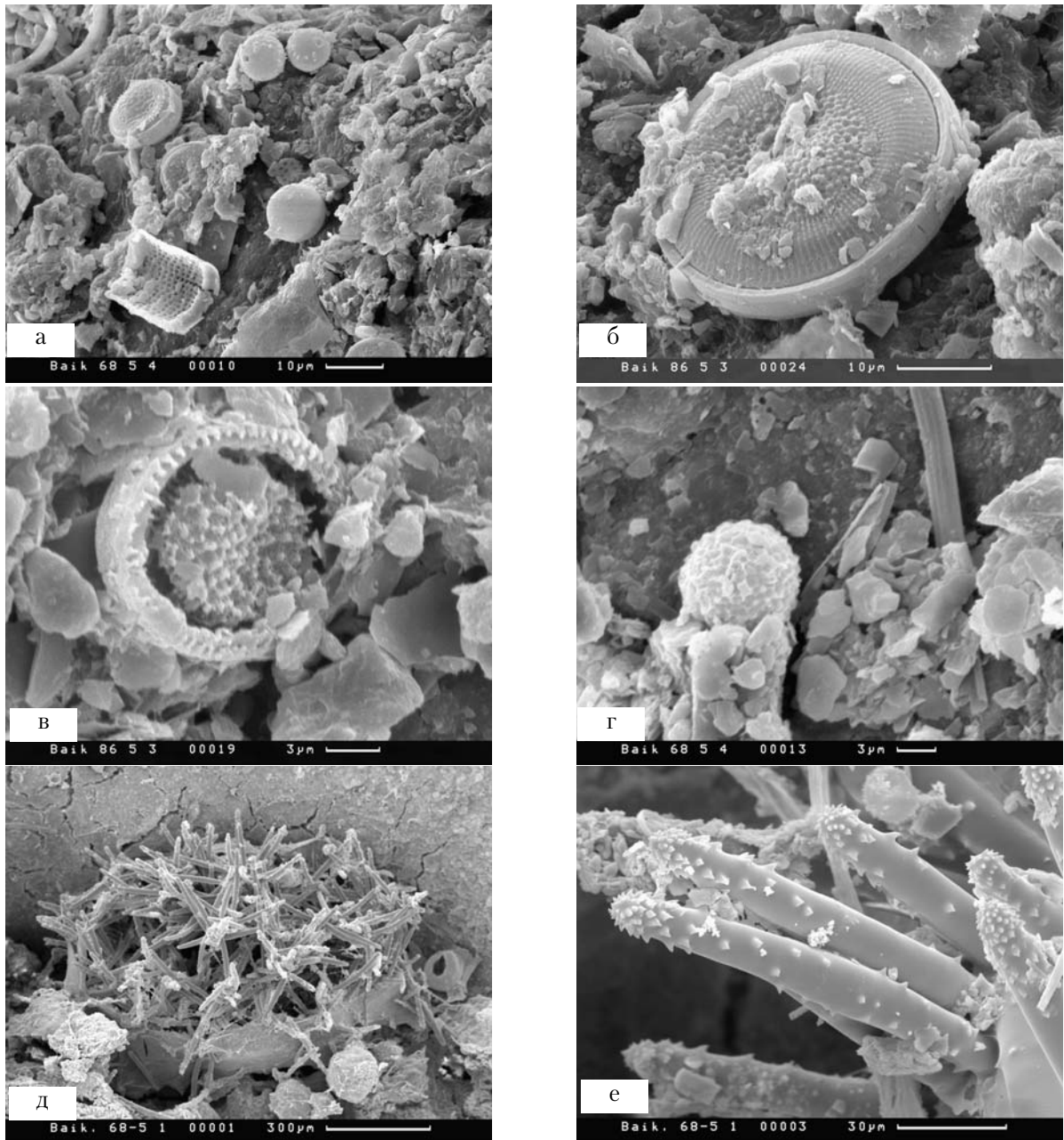


г

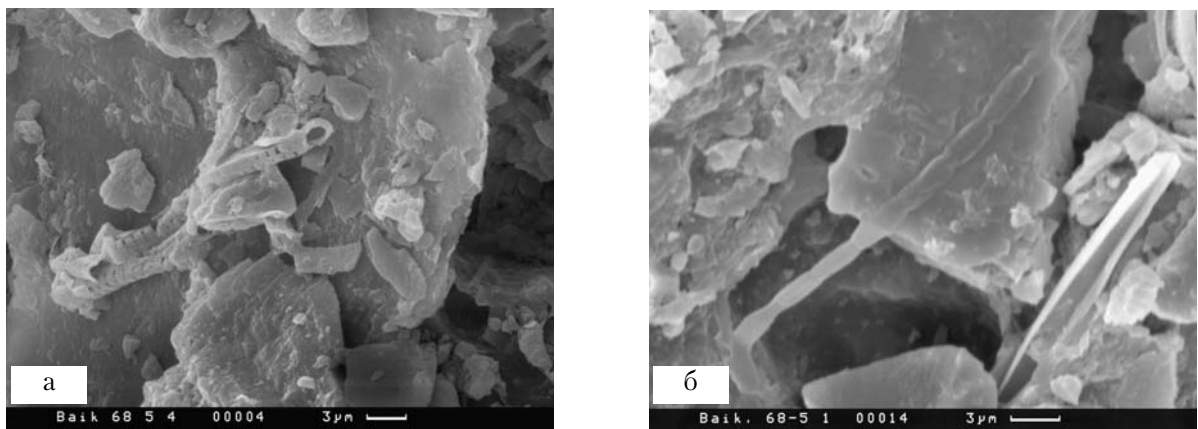


д

Фиг. 25. Микроструктуры различных частей ожелезненных трубок: (а) и (б) гелевидная; (в) ячеистая; (г) комковатая; (д) зернистая

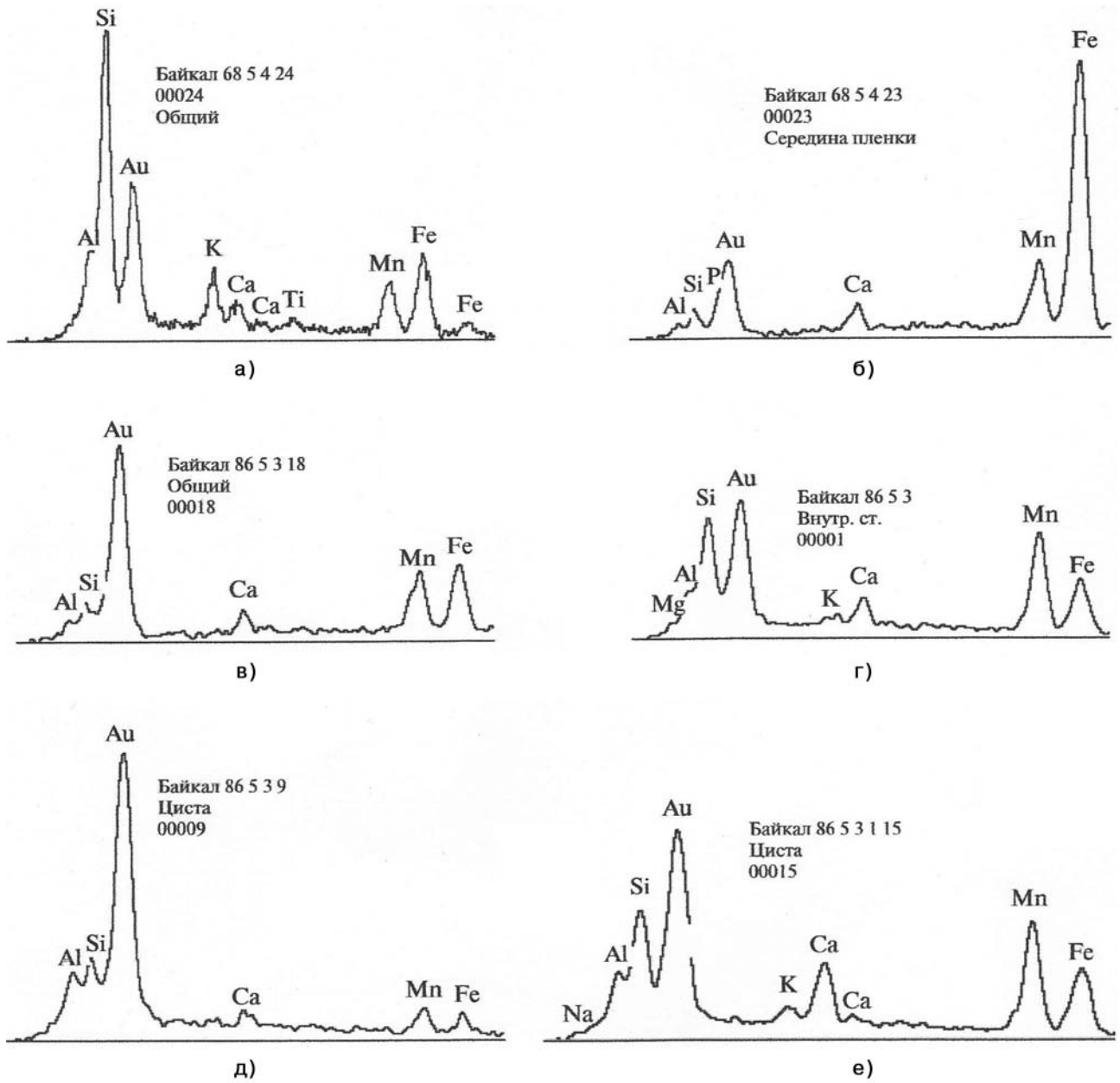


Фиг. 26. Биогенные компоненты в составе трубок: (а) фрагменты диатомей и цисты (вверху слева) среди частиц обломочного материала; (б) неизменная и (в) частично растворенная диатомея; (г) циста среди фрагментов диатомей и частиц терригенного материала; (д,е) кремневые губки

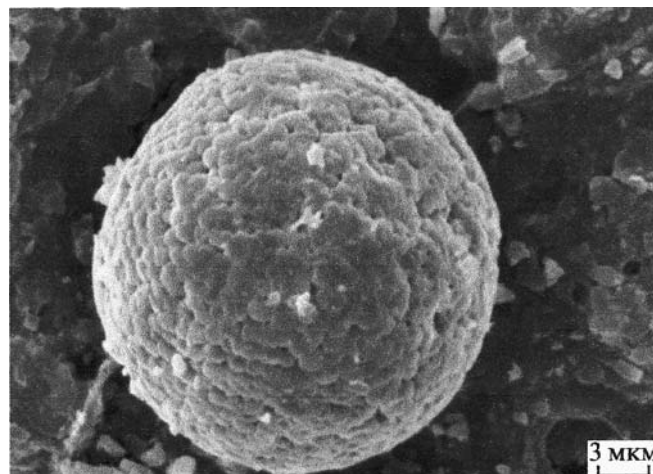


Фиг. 27. Удлиненные биогенные образования: (а) цилиндрические диатомей и (б) нитчатые (бактериальные)





Фиг. 28. ЭДС участков трубок, показанных на фиг. 25



Фиг. 29. Глобула пирита в межпоровом пространстве внутри трубки

### 3.5.2. Железомарганцевые стяжения озеро Пуннус-ярви, Карелия, Россия

*В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Одним из классических примеров процессов современного образования железомарганцевых конкреций является озеро Пуннус-ярви (Карельский перешеек), где в верхних слоях голоценовых осадков сегодня происходит формирование оксидных Fe-Mn- и карбонатных Mn-стяжений. Особое внимание к этому водоему и процессам, протекающим в нём, было уделено академиком Н.М. Страховым с сотрудниками [270, 267].

Оз. Пуннус-Ярви располагается в центральной части Карельского перешейка. Оно вытянуто с северо-запада на юго-восток примерно на 9,6 км, а наибольшая его ширина составляет 2,8 км. Глубина водоёма доходит до 14 м. Озерное ложе характеризуется крутыми склонами и довольно плоским дном. Это озеро относится к маломинерализованным и практически не отличается от других озёр Карелии и Кольского полуострова.

Питание оз. Пуннус-Ярви железом, марганцем и рядом других элементов, также как и в других водоемах Карельского перешейка, Карелии и Кольского полуострова осуществляется, главным образом, с помощью поверхностных водотоков и грунтовых вод. Их мобилизация происходит в почвах подзолистых и заболоченных территорий.

Осадки оз. Пуннус-Ярви подразделяются на три группы: современные, переходные и древние. Современные отложения литорали, примерно до глубин 2–4 м, представлены галечниками и песками разной степени зернистости. Весь обломочный материал этой зоны представлен в основном продуктами разрушения гранитоидов и, реже, — обломками кембрийских песчаников. Пески распространены преимущественно в северной части озера, где они образуют широкие поля, достигающие 50–70 м. Минеральные зерна и обломки пород окатаны плохо. Они обычно угловаты и остроугольны.

В центральной части озера широкое развитие приобретают тёмно-зеленовато-серые жидкие илы с примесью алевритового (50–53%) и песчаного (до 10%) материала. Среди илов устанавливаются микрзоны и прослойки чёрного цвета, содержащие несколько повышенные количества сульфидов железа, главным образом, гидротроилита, быстро окисляющегося на воздухе. Мощность илов непостоянна. В центральной части водоема она максимальная и доходит до 16 м. Между песками, тяготеющими к прибрежной зоне, и глубоководными иловыми осадками устанавливаются переходные отложения, представленные илистым песком, отличающимся от глубоководных образований более светлой окраской и значительной примесью песчано-алевритового материала.

Железомарганцевые стяжения оз. Пуннус-Ярви и части других озёр Карелии и Кольского полуострова подразделяют на два типа. К первому из них в оз. Пуннус-Ярви отнесены Fe-Mn-стяжения, располагающиеся главным образом на площади основного рудного поля (см. рис. 1). Руды вблизи мыса Михкюр-Ниemi имеют в основном шаровидную форму и достигают 4–4,5 сантиметров в диаметре. Поверхность их грубо шероховатая и даже несколько бугристая. Цвет чёрный, блеск матовый. Для этих руд характерно зонально-концентрическое строение. В их составе присутствуют карбонатные марганцево-железистые минералы. Они содержат повышенные количества бария и низкие — фосфора.

Состав и строение руд этого типа не остаются неизменными и закономерно изменяются как по литорали, так и по вертикали. От центральной части рудной залежи по направлению к глубоководной зоне озера уменьшается размер конкреций вплоть до их полного исчезновения. Они становятся более железистыми, содержат также больше фосфора при малых содержаниях марганца и бария.

По направлению к береговой линии, в зоне ближнего выклинивания, стяжения теряют свою шаровидную форму, приобретая всё более и более уплощённый вид, и образуя в крайней береговой части тонкие корочки и пленки на камнях и гальках с одновременным увеличением в этом направлении содержания железа и уменьшения марганца.

Сведений о минеральном составе Fe-Mn-руд мало. Согласно данным разных исследователей, которые применяли при изучении руд оз. Пуннус-Ярви микроскопию, химические, спектральные рентгеновские и другие виды анализов, основными в составе руд являются рентгеноаморфные гидроокислы марганца и железа вад-псиломеланового типа, относимые в настоящее время многими к вернадиту и гидрогётиту. Ф.В. Чухровым с сотрудниками [296, 298] в Fe-Mn-конкрециях оз. Пуннус-Ярви с помощью микродифракции электронов установлены вернадит, бёрнессит, криптомелан, фероксигит.

Руды второго типа формируются под влиянием процессов заболачивания, интенсивно развитых на водосборах, приурочиваясь, как правило, к мелководной зоне озера. Они имеют значительно меньший размер по сравнению с первыми. Поверхность их гладкая, строение однородное, массивное. Руды этого типа весьма богаты железом и фосфором при крайне малых количествах марганца и бария. В их составе основную роль играют такие минералы, как гидрогётит, вивианит и гидроферрихлорит.

Основное рудоносное поле оз. Пуннус-Ярви представлено существенно диагенетическими образованиями. Оно протягивается от мыса Мюхкюр-Ниemi в северо-западном направлении на противоположный берег озера почти сплошной полосой, и лишь в наиболее глубоководной части залива разделяется узкой полосой безрудных осадков (см. рис. 1). На северо-восточном берегу озера, так же, как и на других мелководных участках оз. Пуннус-Ярви конкреции залегают в более узких зонах среди песчаных отложений. Наибольшая мощность рудного слоя в пределах основного рудного слоя достигает 0,20–0,22 м.

Как известно, пониженные количества органического вещества в озерах приходится на мелководную зону, сложенную песчаными осадками, в которых формируются Fe-Mn-конкреционные руды. По мнению Н.М. Страхова и других [267], содержание  $C_{орг}$  в рудоносной зоне, хотя и несколько «пестрое», но в целом пониженное по сравнению с тонкозернистыми иловыми отложениями профундали. Содержание  $C_{орг}$  в Fe-Mn-конкреционных рудах первого типа колеблется от низкого (около 0,05%) до 1,45%, в среднем — около 0,75%. Таким образом, налицо явное обогащение рудных стяжений оз. Пуннус-Ярви органическим веществом. По мнению Г.А. Соколовой-Дубининой и З.П. Дерюгиной [263], такое обогащение органическим веществом Fe-Mn-стяжений связано со скоплением в зоне рудообразования остатков высшей растительности, создающие благоприятные условия для развития микроорганизмов, восстанавливающих марганец.

Согласно Л.Е. Штеренбергу с соавторами [329], основным в карбонатной фазе Fe-Mn-руд оз. Пуннус-Ярви, достигающим 7–8% от валового их состава, является существенно кальциевый родохрозит с незначительными изоморфными примесями  $CaCO_3$  и  $FeCO_3$ . Г.А. Соколовой-Дубининой и З.П. Дерюгиной [263] также показано, что родохрозит является основным карбонатно-марганцевым минералом Fe-Mn-конкреций оз. Пуннус-Ярви.

Результаты рентгеновского (диффракционного) анализа двух образцов Fe-Mn-стяжений, отобранных [174] в пределах основного рудного поля, свидетельствуют о широком спектре карбонатных минералов: сидерита ( $FeCO_3$ ), основное межплоскостное расстояние которого равно 2,78Å, сидерита с небольшими изоморфными примесями  $CaCO_3$  и  $MnCO_3$ , родохрозита ( $MnCO_3$ ) с  $d=2,79Å$  (основная карбонатная фаза в рудах) и ряда промежуточных образований между родохрозитом и кальцитом, отнесенных к кальциевому родохрозиту с межплоскостными расстояниями 2,91Å, 2,92Å, 2,95Å и 3,01Å. Конечным членом изоморфного ряда карбонатных минералов в изученных стяжениях является кальцит ( $CaCO_3$ ), межплоскостное расстояние которого равно 3,03Å.

Значения  $\delta^{13}C$  в карбонатной составляющей стяжений меняются от –28,2 до –19,2‰), а  $\delta^{18}O$  — от 6,0 до 23,7‰. Они гораздо ниже по сравнению с озерными карбонатами, отлагающимися в изотопном равновесии с бикарбонатом озерной воды. Примером последних служат раковины моллюсков. Так, значения  $\delta^{13}C$  для двух раковин двустворчатого моллюска (беззубка) из этого озера оказались равными –9,5 и –8,5‰, а  $\delta^{18}O$  в них — 21,5 и 21,6‰, соответственно. Установленные величины изотопного состава углерода в карбонате стяжений в целом характеризуются очень низкими величинами, свойственными углероду органического происхождения.



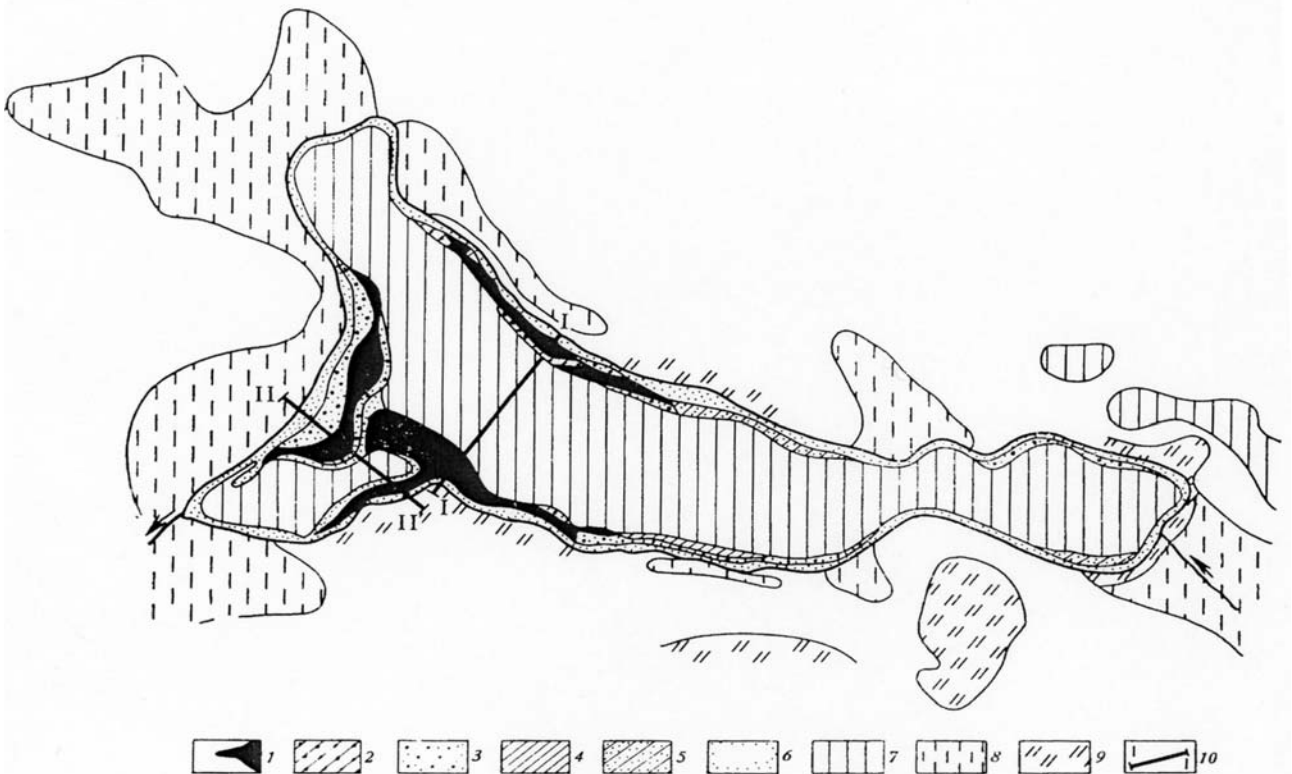
Следовательно, источником углекислоты в изученных Fe-Mn-рудах служит редуцированное органическое вещество осадков озера. При этом, окисление органического вещества внутри рудных стяжений происходило без заметного изотопного сдвига по углероду. Карбонаты и остаточное  $C_{орг}$  оказываются в изотопном отношении «законсервированными» внутри стяжений и не находятся в равновесии с озерной водой.

Разброс значений изотопного состава кислорода в карбонатной составляющей изученных образцов перекрывает очень широкий диапазон величин  $\delta^{18}O$  (от 6,0 до 23,7‰), свойственных кислороду карбонатов, с одной стороны, изотопно равновесных с кислородом озерной воды, а с другой — обогащенных легкими изотопами, смещенными по составу к кислороду окислов Fe и Mn. Причем, в некоторых случаях (профиль II–II', западная часть) отмечается линейная зависимость в распределении изотопного состава углерода и кислорода.

Найденная зависимость скорее всего представляет собой линию смешения вещества из разных источников с разным исходным изотопным составом. Очевидно, один из них должен находиться в области крайне высоких величин изотопного состава углерода и кислорода. Значения  $\delta^{13}C$  для него должны быть близкими к  $-23...-19\%$ , а  $\delta^{18}O$  —  $21,5\%$ , т.е. должны быть равновесными (или близкими к нему) с бикарбонатом иловых вод озера. Этот источник условно можно считать углекислотой равновесных озёрных диагенетических карбонатов (имеется в виду равновесие по кислороду с озёрной водой).

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что мы не видим ощутимой добавки равновесных с озёрной водой осадочных карбонатов (изотопные отношения соответствуют створкам раковин моллюсков). Это ещё раз свидетельствует в пользу того, что карбонатное вещество в рудных стяжениях имеет диагенетическое происхождение.

Другой источник  $CO_2$  должен быть наиболее обогащен легкими изотопами углерода и кислорода. Значения  $\delta^{13}C$  для него, по-видимому, должны быть заключены в пределах от  $-25\%$  и ниже, а для  $\delta^{18}O$  — приближаться к кислороду окислов Mn и Fe ( $-7...-2\%$ ). В природных соединениях таким легким изотопным составом углерода характеризуются, как правило, некоторые



**Рис. 1.** Распределение осадков и руд в оз. Пуннус-Ярви (по Н.И. Семеновичу, 1958) и положение профилей отбора проб на изотопный анализ [174].

- 1 — железомарганцевые конкреции, слагающие рудные поля; 2 — то же, среди алевритистых осадков; 3 — то же, среди песков; 4 — глина озёрная, ленточная; 5 — алевриты; 6 — пески; 7 — илы; 8 — болота без гидроокислов железа; 9 — торфяники; 10 — местоположение профилей.

группы органического вещества. Можно полагать, что его окисление кислородом оксидов железа и марганца в наших образцах и является главным источником изотопно легкого углерода.

Таким образом изотопные данные подтверждают вывод предыдущих исследователей о диагенетическом образовании рудных стяжений (в частности, их карбонатной составляющей) [266, 267, 279].

Для изучения рудного вещества оз. Пуннус-Ярви под сканирующим микроскопом отобраны образцы стяжений преимущественно оксидного и карбонатного состава из профиля I — I б): 34/84 — сплошная корка оксидов марганца (глубина 3,5 м, расстояние от берега — 45 м); 36/84 — оолиты оксидов марганца, сплошной слой (глубина 5,95 м, удаленность от берега — 80 м); 38/84 — редкие оолиты оксидов марганца (глубина 4,85 м, удаленность от берега — 100 м); 40/84 — карбонатные стяжения в иле (глубина 8,65 м, удаленность от берега — 180 м).

### Результаты изучения в СЭМ

По результатам изучения в СЭМ четко определились два типа железомарганцевых образований в оз. Пуннус-Ярви: преимущественно с четко выраженным оолитовым (онколитовым) концентрически-зональным сложением с присутствием сплошных зон, 2) с менее четко проявленной концентрической зональностью в сплошных слоях и, главное, с исключительным обилием органических остатков, преимущественно, диатомовых водорослей и менее плотной основной массой. Соответственно, они рассматриваются отдельно.

1. Конкреции оолитового (онколитового), концентрически-зонального строения. Прежде всего, рассмотрим обр. 34. Общий вид конкреции представлен на фиг. 1. Строение его достаточно четкое, причем преобладает довольно плотное, даже сливное сложение, но совершенно нехарактерное для онколитов, например, фосфоритов. Как в ядре, так и в концентрах наблюдаются лишь незначительные вариации плотности зон. На фиг. 2 представлено весьма плотное центральное ядро, по сути похожее на твердую массу с скорлуповатым сколом. ЭДС этой части (фиг. 3) показывает, что такие структуры существенно железистые, с резко подчиненным марганцем, при заметном кремнеземе, крайне низком кальции (возможно, продукт окисления карбонатов марганца). Однако, между соседними концентрами, внешне весьма близкими, могут быть существенные различия в составе. В качестве примера такой ситуации приведена фиг. 5, где есть две зоны разного состава: на фиг. 6: одна — существенно марганцевая, практически без железа, а в буквально рядом располагающейся зоне преобладает железо, при подчиненном марганце, соответственно практически без кальция (фиг. 7). Еще один пример представлен на фиг. 8, где существенно марганцовистая зона окружена преимущественно кремнисто-железистыми зонами. Типичное, скорлуповатое в сколе сложение конкреций (фиг. 9) участками может сменяться на тонкоплитчатое, при сохраняющейся плотности (фиг. 10–12).

Другой обр. 36. не отличается общим сложением, в том числе и ЭДС (фиг. 14). Однако, все же участками, в отдельных зонах плотность несколько менее значительная (фиг. 15).

2. Вторая группа конкреций озера представлена, прежде всего, обр. 38 с заметно менее плотной основной массой, с менее четко выраженной зональностью. В сложении их постоянно участвуют большие количества органических остатков, преимущественно диатомовых водорослей (фиг. 16, 17, 19–26), вместе с неясной заполняющей массой, возможно, отчасти глинистой, но и, возможно, в какой-то степени микробальной. При этом остатки диатомовых водорослей заметно минерализованы, судя по ЭДС (фиг. 18 и 27), железом и марганцем, марганца несколько меньше.

Несколько отличен обр. 40. Он характеризует образования, лишь отчасти имеющие концентрически-зональное сложение, но чаще характеризующиеся весьма плотным сложением, с сохранением участков с обильным присутствием диатомовых водорослей. Общий вид верхней части конкреции представлен на фиг. 29, на которой видно, что в самой периферической части конкреции развита темная до черной плотная корка с крайне неровными извилистыми нижними ограничениями. Видимо, что такие коркоподобные образования формируются за счет преобразований периферических частей конкреции, путем их окристаллизации. ЭДС этой корки представлен на фиг. 30 и указывает на существенно железомарганцевый состав при заметных содержаниях кремнезема. На фиг. 31 представлен ЭДС конкреции непосредственно ниже этой корки и он

существенно отличается резким снижением содержаний железа и кремнезема. Более детально вид поверхности корки представлен на фиг. 32. В принципе он аналогичен плотным участкам выше охарактеризованных конкреций. Более нижние части конкреции включают массу остатков диатомовых водорослей (фиг. 33–35 и 37–43), причем они всегда минерализованы марганцем (фиг. 32) и включают немного кремнезема. Изредка встречаются, по-видимому, фрагменты растительных остатков (?) — фиг. 44. Вмещающая их масса с разной плотностью, некоторые плотные участки могут быть минерализованными микроорганизмами (фиг. 45, 46).

### Заключение

Полученные данные позволяют заключить, что вторая группа (обр. 38 и 40), скорее представляет существенно биогенные планктонные отложения, заметно меньше преобразованные, с менее выраженным концентрически-зональным сложением, меньшей плотностью. Принципиальное значение имеет состав матрикса между остатками диатомей. Отчасти он скорее включает продукты разрушения самих панцирей диатомовых водорослей, и, несомненно, должен включать микробиальные формы — деструкторы мягких тканей тех же диатомовых водорослей. Именно поэтому он также существенно марганцовистый. Осталось неясным — что еще входит в состав матрикса — какие иные минеральные формы? Принципиально также важно, что панцири замещены соединениями марганца, как и предполагаемые скопления микробиоты. Это является прямым указанием на формирование этих рудных образований путем репликации (замещения) биологической матрицы преимущественно соединениями марганца, при сохранении тонких деталей строения панцирей.

Стяжения первой группы характеризуются более четкой концентрической зональностью, резкими различиями в составе соседних, даже очень тонких зон. Следует отметить, что окристаллизация минерализованных марганцем и железом органических остатков наблюдается довольно часто даже в промышленных месторождениях (см. ниже).

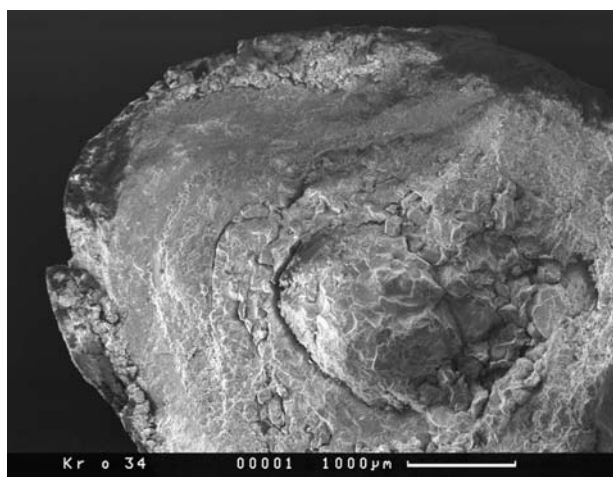
Выполненное изучение показало, что при исследовании железомарганцевых образований озер совершенно необходимо применение СЭМ, поскольку это позволяет получить важную информацию.

### Кончозеро

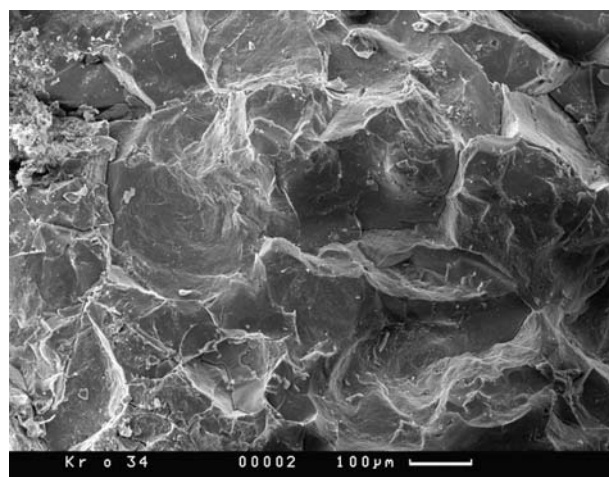
Кончозеро — одно из сравнительно небольших озер, также ледникового происхождения, распространенных в пределах Карелии с типичным набором рудных накоплений в преимущественно тонких илах, развивающихся микрizonaльно. Формирование их ранее (141) связывалось с присутствием скоплений *Metallogenium* и подобных форм. Поэтому, несмотря на изучение только одного образца, мы посчитали необходимым поместить эти данные. Изученный обр. 12 отобран с глубины 5,5 м в 80–85 м от берега (коллекция В.Н. Кулешова).

Результаты изучения в СЭМ. Общий вид обр. 12. в СЭМ представлен на фиг. 47. Он характеризуется концентрически-зональным строением, не очень тонким и относительно слабо выраженным. ЭДС дан на фиг. 48. Характерно преобладание марганца над железом, незначительные содержания кремнезема, кальция и бария. Зональность в заметной степени связана с присутствием зон разной степени плотности, выделяющихся окраской — более темной для относительно плотных, что скорее связано с определенной окристаллизацией. На фиг. 49 и 50 показана эта зональность несколько детальнее. ЭДС плотной зоны дан на фиг. 51, более рыхлой — на фиг. 52. Из сравнения их видно, что плотная отличается несколько повышенными содержаниями марганца и присутствием бария. В плотных зонах детали строения почти не просматриваются, но в рыхлых — достаточно ясно сравнительное обилие органических остатков, от нитчатых до шаровидных, с порами, довольно частыми в разных марганцевых образованиях, в том числе и конкреционного типа. В плотных участках лишь иногда есть реликты органических остатков, почти не определимых (фиг. 53).

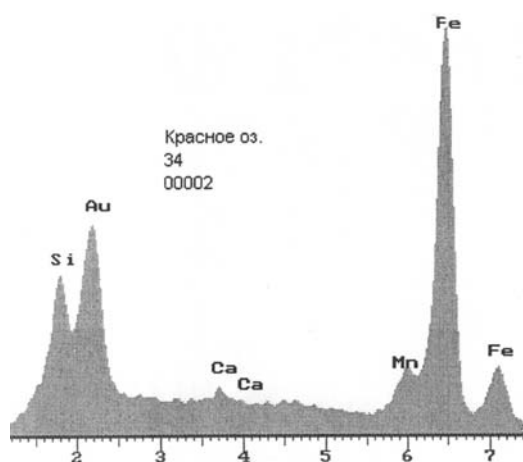
Заключение. Естественно, материала мало для сколь-нибудь значимых выводов, но, тем не менее, все же мы видим подтверждение развитию конкреционных форм на базе скоплений микробиоты и в пелитовых илах.



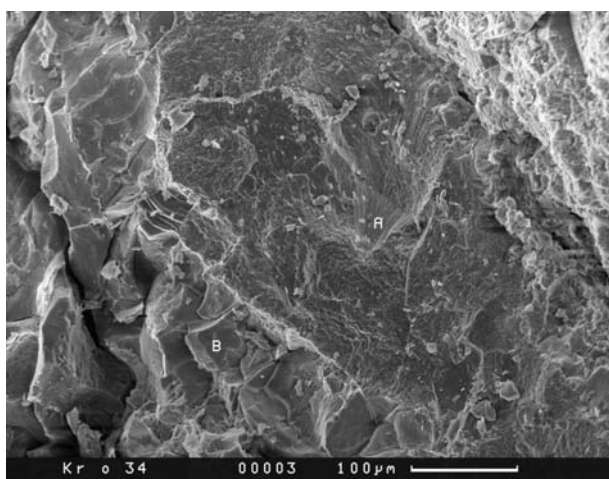
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ обр. 34 — типичной онкоидной, концентрической — зональной конкреции, с четко выраженным ядром



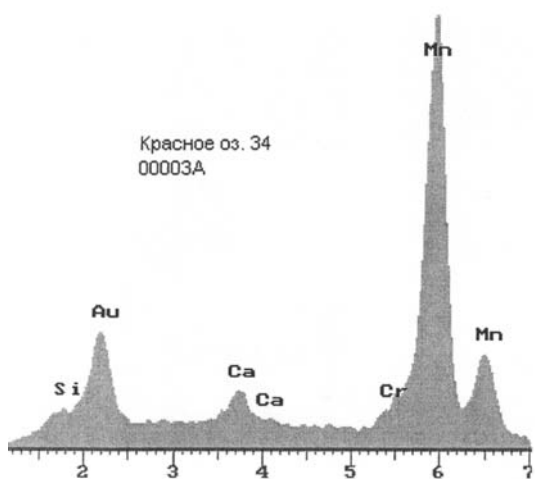
Фиг. 2. Ядро этой конкреции



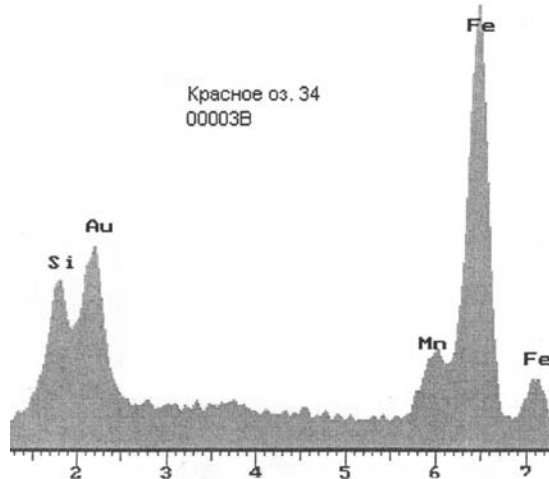
Фиг. 3. ЭДС ядра: резкое преобладание железа над марганцем, при повышенном кремнеземе



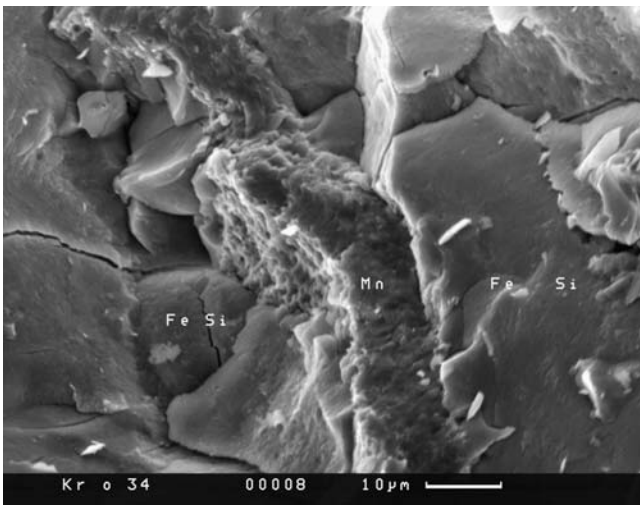
Фиг. 4. Неравномерное распределение участков разной минерализации в ядре — А и В



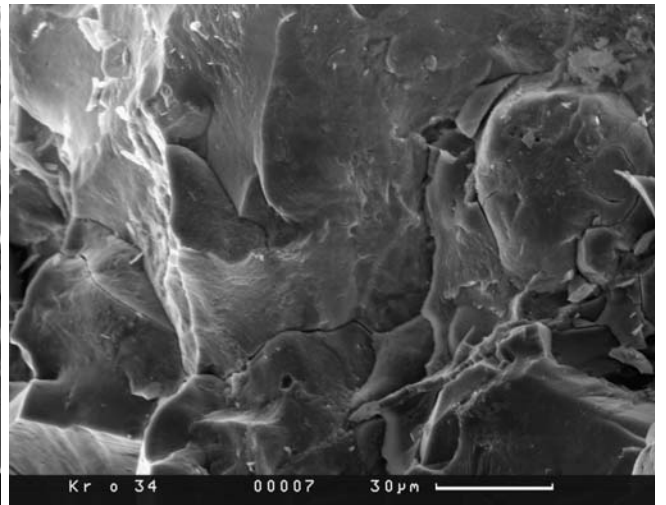
Фиг. 5. ЭДС участка А с резким преобладанием марганца, низким кремнеземом



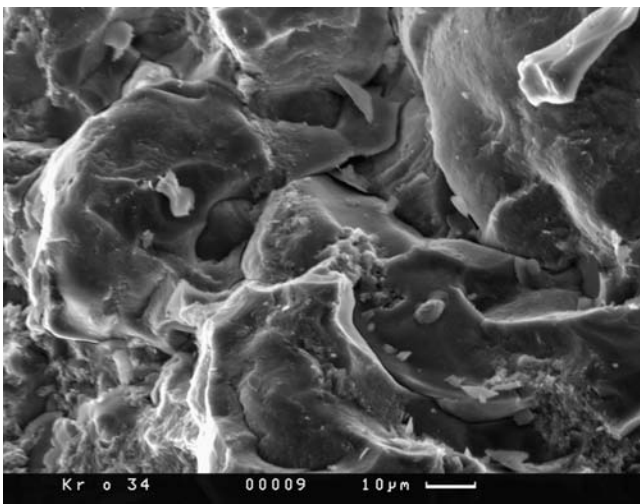
Фиг. 6. ЭДС участка Б с доминирующим железом, резко подчиненным марганцем, при заметно большем кремнеземе



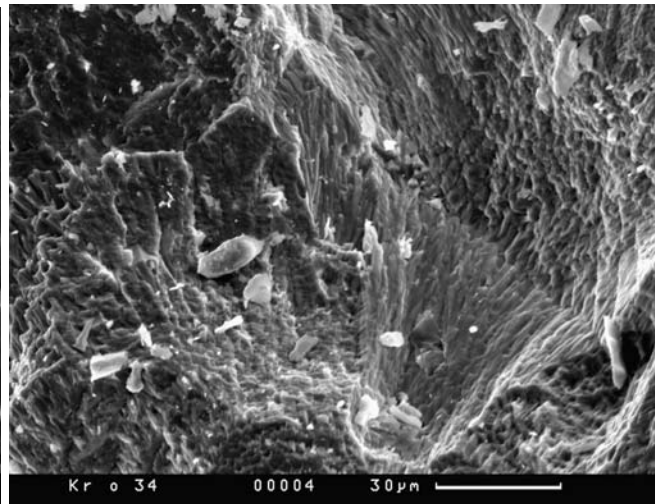
Фиг. 7. Другой пример распределения содержаний марганца, железа и кремнезема



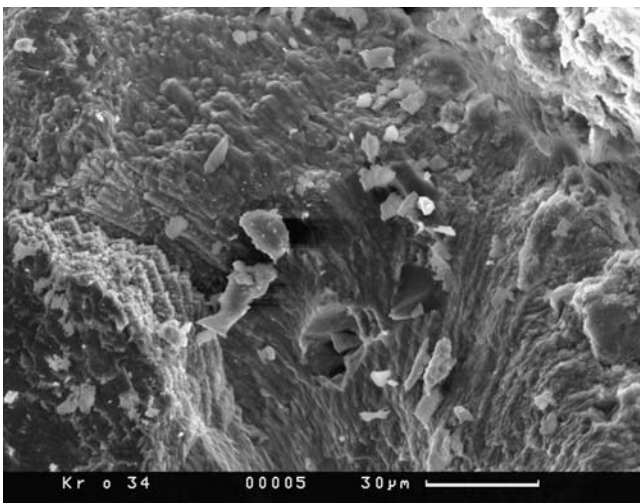
Фиг. 8. Общий характер скорлуповатой отдельности концентрической зональности при тонком, плотном сложении ядра конкреции



Фиг. 9. Общий характер скорлуповатой отдельности концентрической зональности при тонком, плотном сложении ядра конкреции

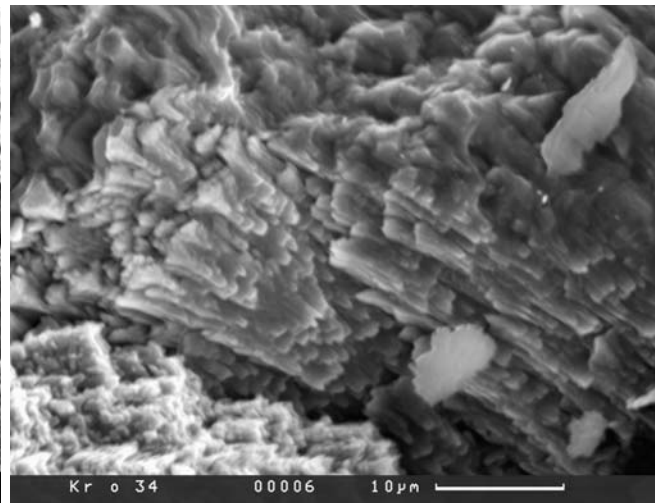


Фиг. 10.

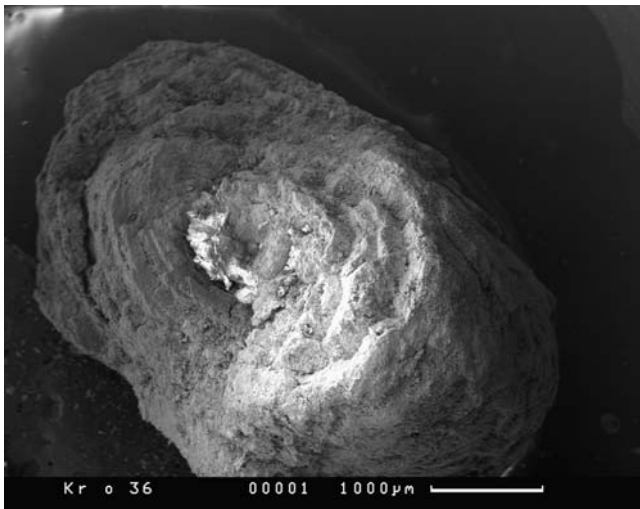


Фиг. 11.

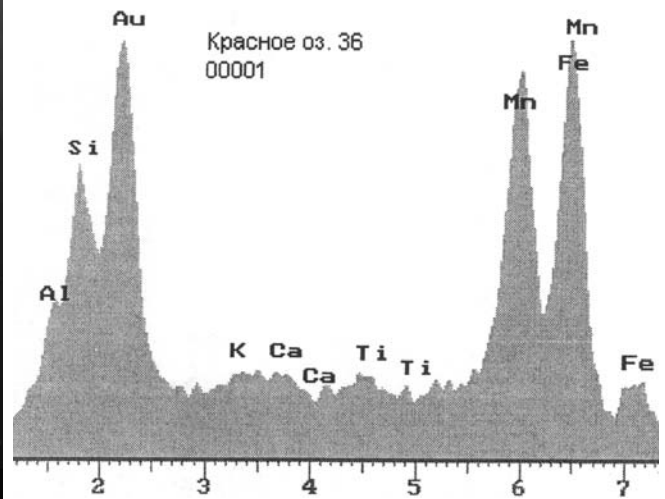
Фиг. 10–12. Тонкое строение конкреции вне ядра, в периферических зонах. Возможно, это результат начальной кристаллизации



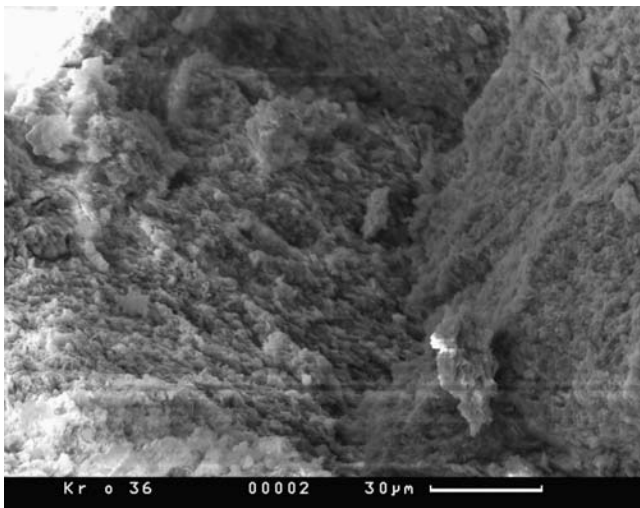
Фиг. 12.



Фиг. 13. Общий вид в СЭМ конкреции обр. 36 с концентрически-зональным строением



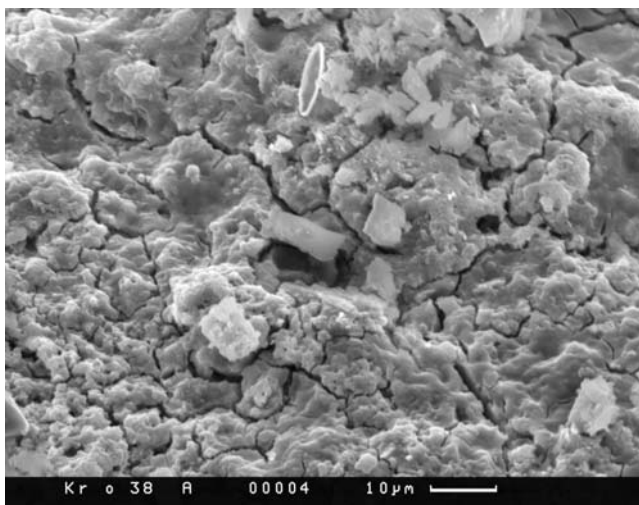
Фиг. 14. ЭДС этой части, указывающий на железомарганцевый состав при заметном количестве алюминия



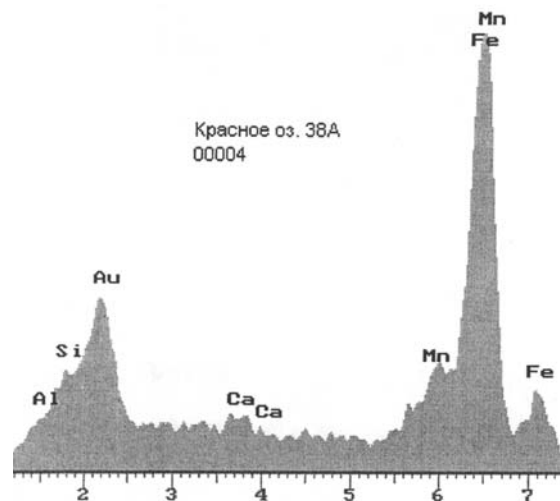
Фиг. 15. Строение зон конкреции при большем увеличении, примерно аналогичное обр. 34



Фиг. 16. Общий вид в СЭМ обр. 38 А. Видно массовое присутствие фрагментов панцирей диатомовых водорослей

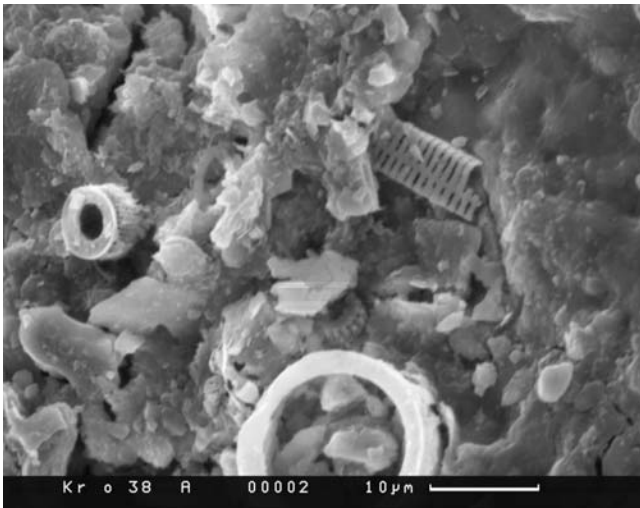


Фиг.17. Участок конкреции с преобладанием, видимо, ила, с малым количеством остатков диатомовых водорослей

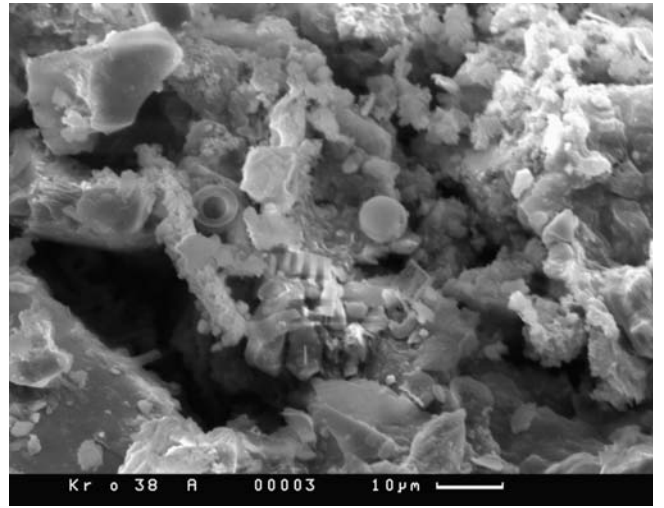


Фиг. 18. ЭДС этой части, указывающий на железомарганцевый состав, при сравнительно низких содержаниях кремнезема и алюминия



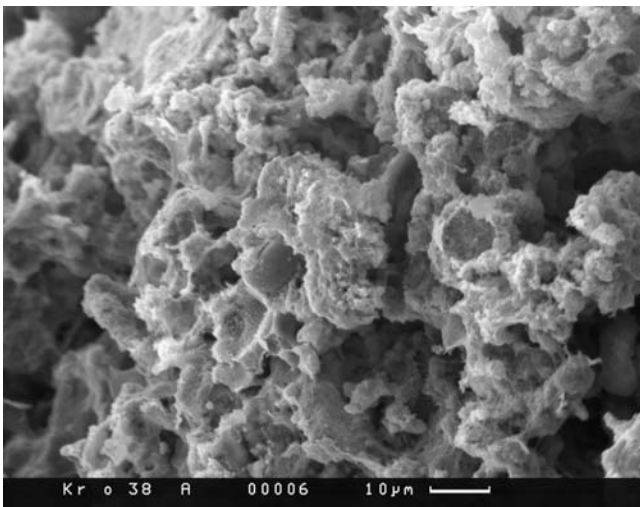


Фиг. 19.

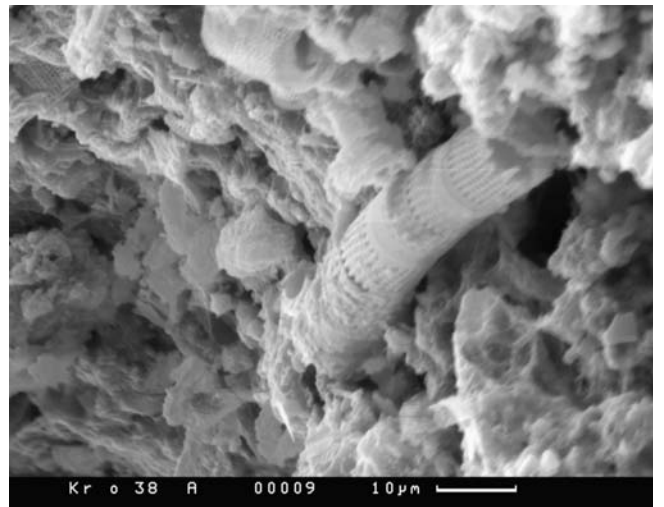


Фиг. 20.

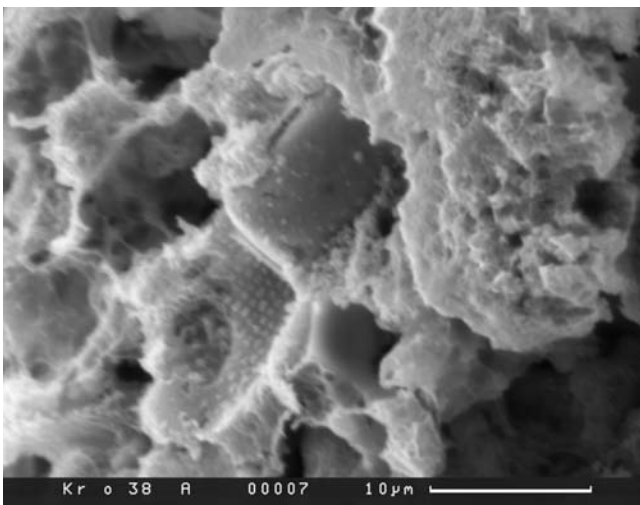
Фиг. 19–24. Участки со значительным количеством остатков диатомовых водорослей — диатомовый ил



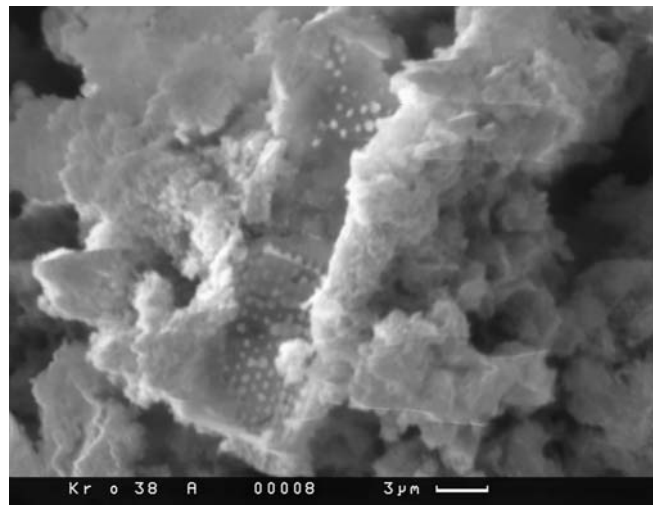
Фиг. 21.



Фиг. 22.

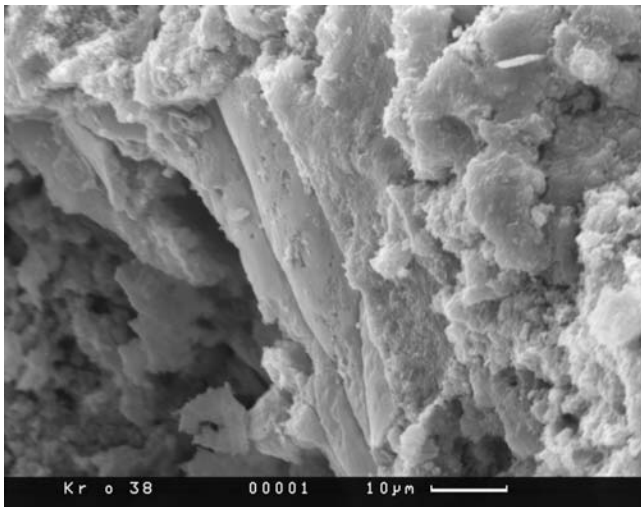


Фиг. 23.

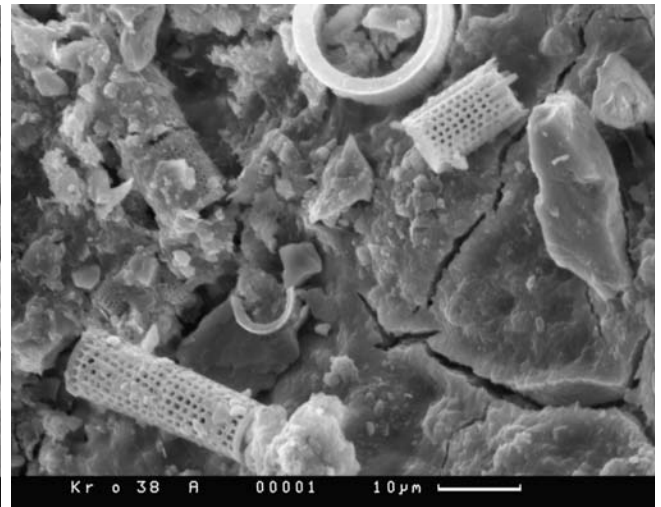


Фиг. 24.

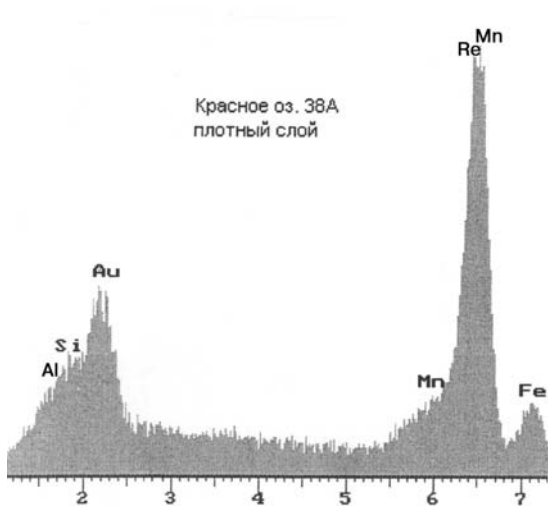




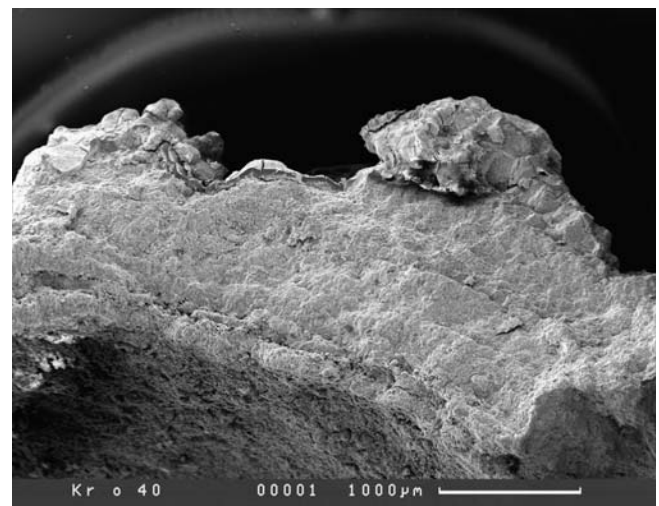
Фиг. 25. Участки конкреции, вероятно, с развитием кристаллизованной массы



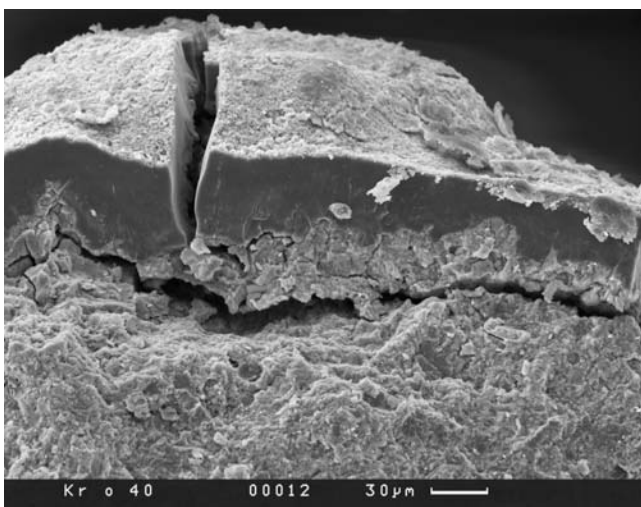
Фиг. 26. Часть конкреции с остатками диатомовых водорослей и плотными, литоидными участками, вероятно, кристаллизованными



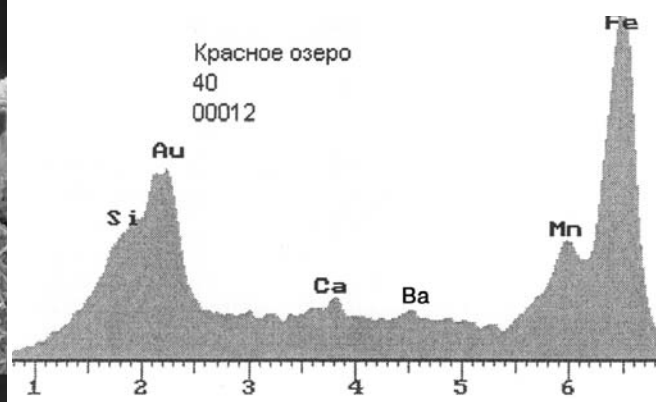
Фиг. 27. ЭДС плотных участков железомарганцевого состава



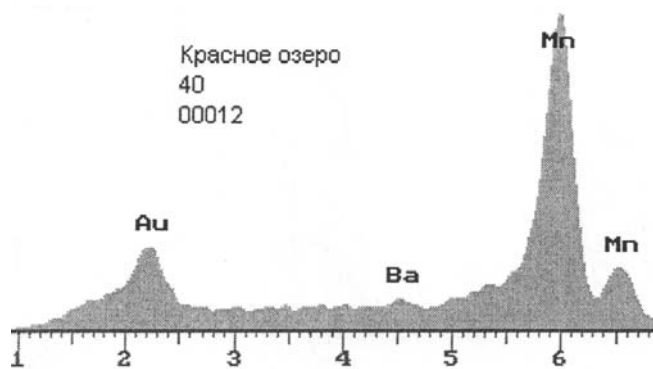
Фиг. 28. Общий вид обр. 40, также концентрически-зональной конкреции



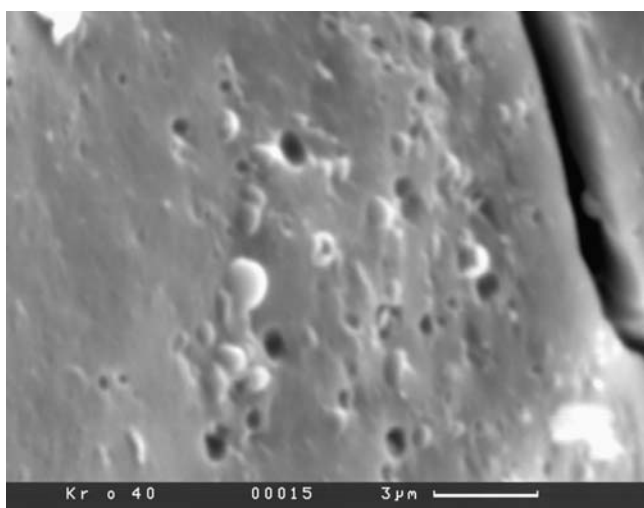
Фиг. 29. Периферическая зона конкреции, плотная, более темного цвета — по самому краю



Фиг. 30. ЭДС черной плотной части конкреции железомарганцевого состава с силикатами



Фиг. 31. ЭДС более внутренней части конкреции, менее плотной, серого цвета, существенно марганцевой, без силикатов

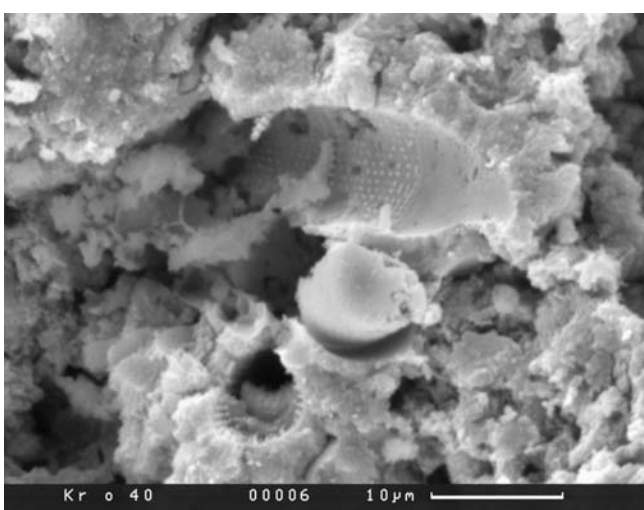


Фиг. 32. Строение плотной части при большем увеличении. Видимо, в ее строении участвуют кокковидные формы микроорганизмов

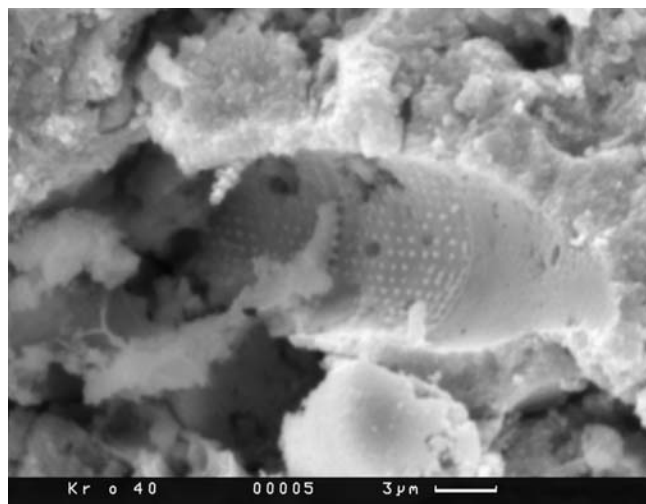


Фиг. 33.

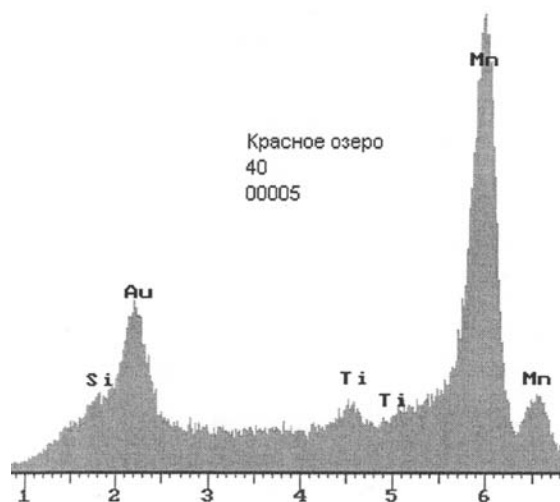
Фиг. 33–35. Различные внутренние части конкреции, с массовым присутствием диатомовых водорослей



Фиг. 34.



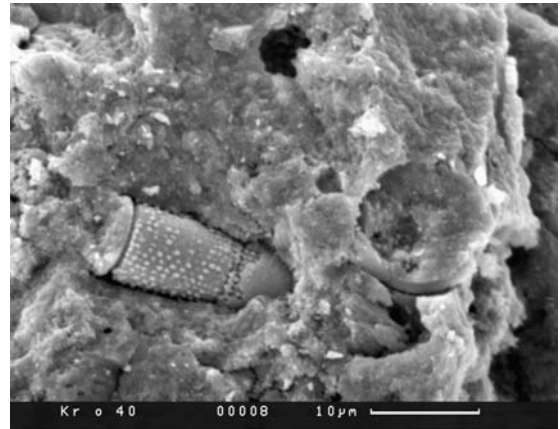
Фиг. 35.



Фиг. 36. ЭДС одного из таких участков, указывающих на высокие содержания марганца и низкие — железа

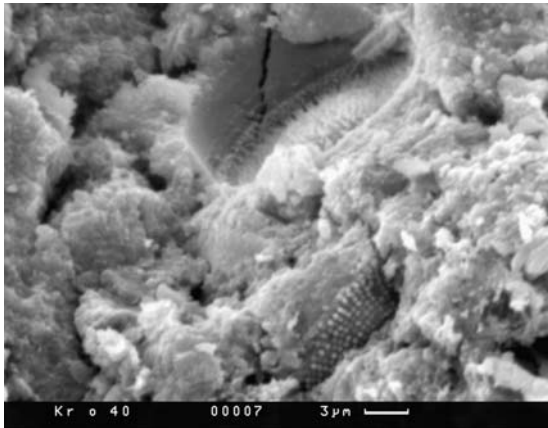


Фиг. 37.

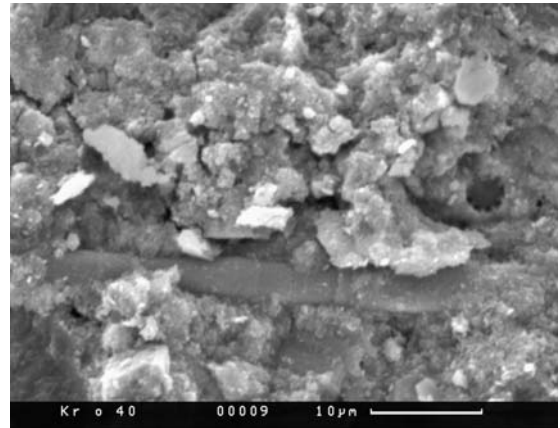


Фиг. 38.

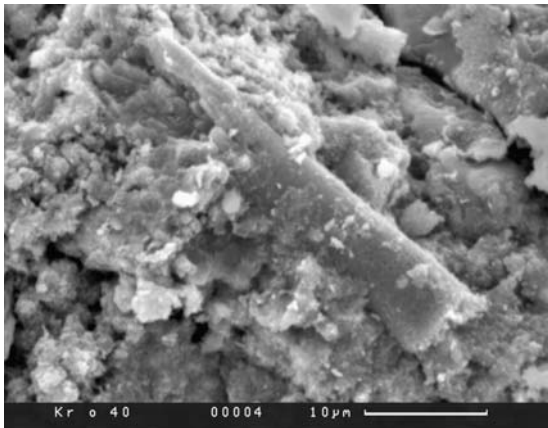
Фиг. 37-43. Различные внутренние части конкреции, с массовым присутствием диатомовых водорослей



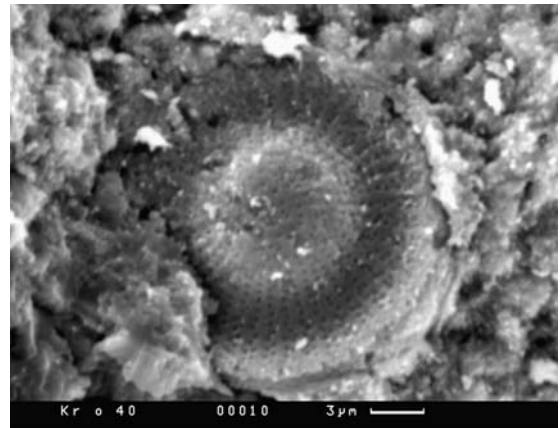
Фиг. 39.



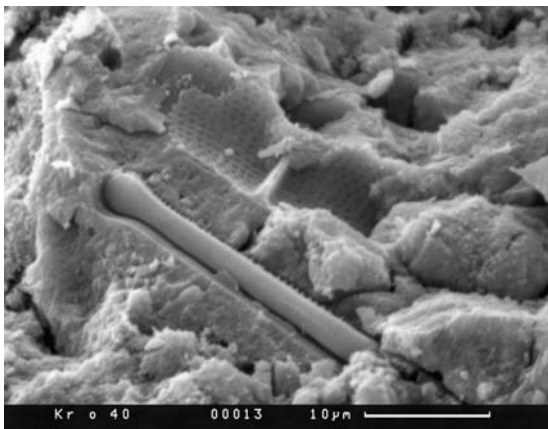
Фиг. 40.



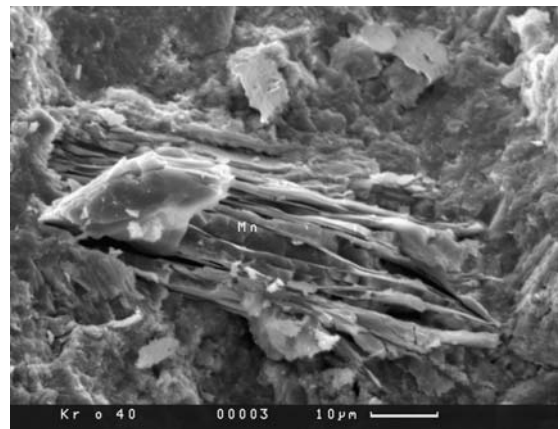
Фиг. 41.



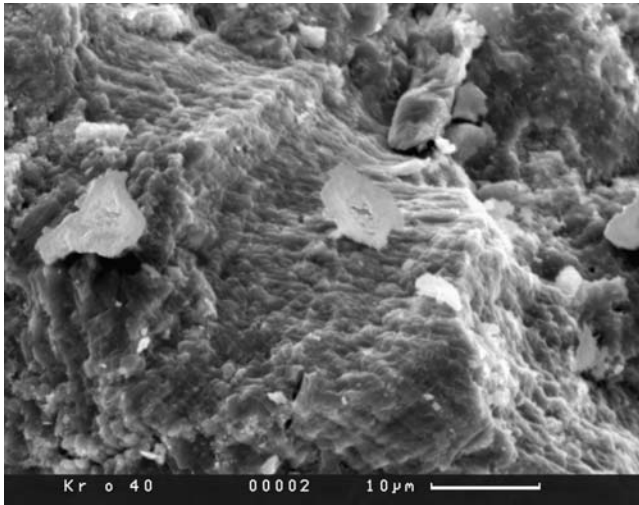
Фиг. 42.



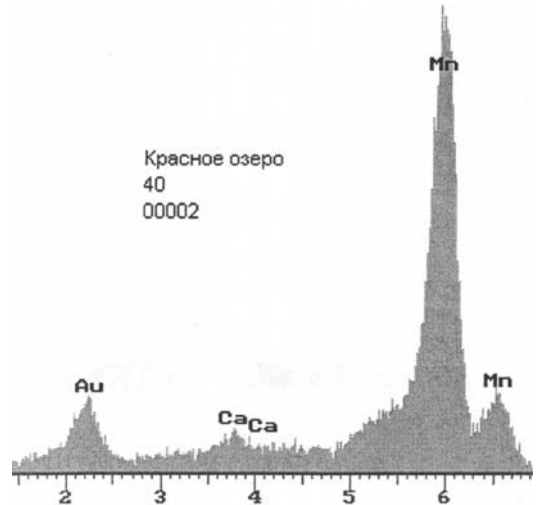
Фиг. 43.



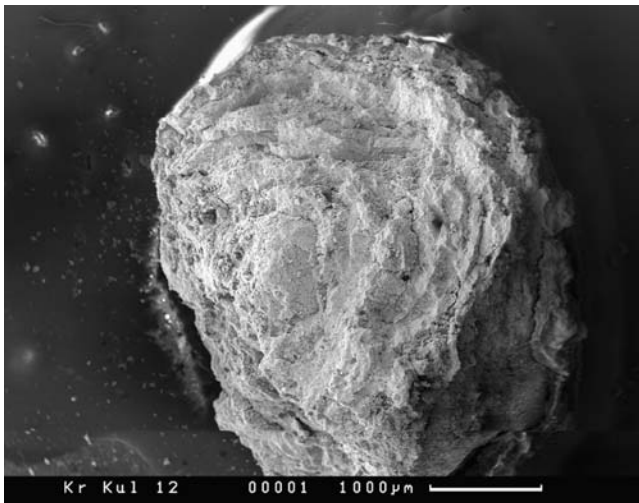
Фиг. 44. Вероятные фрагменты растительных остатков, существенно марганцовистые



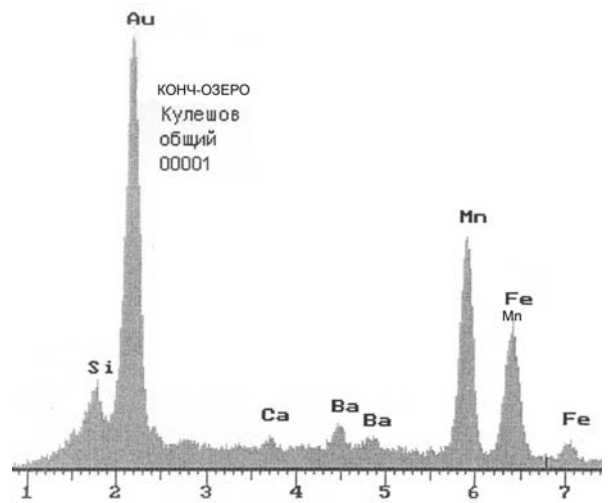
Фиг. 45. Плотные участки конкреции, с возможно, начинающейся кристаллизацией



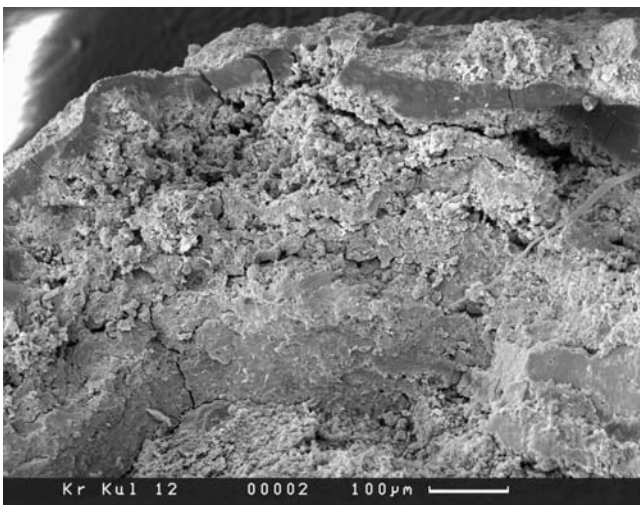
Фиг. 46. ЭДС этих участков с высокими содержаниями марганца



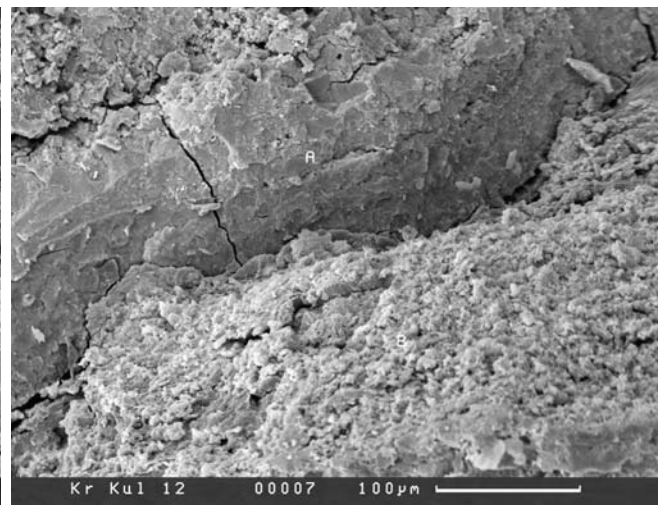
Фиг. 47. ЖМ конкреции Конч-озера. Общий вид обр. 12



Фиг. 48. ЭДС обр. 12

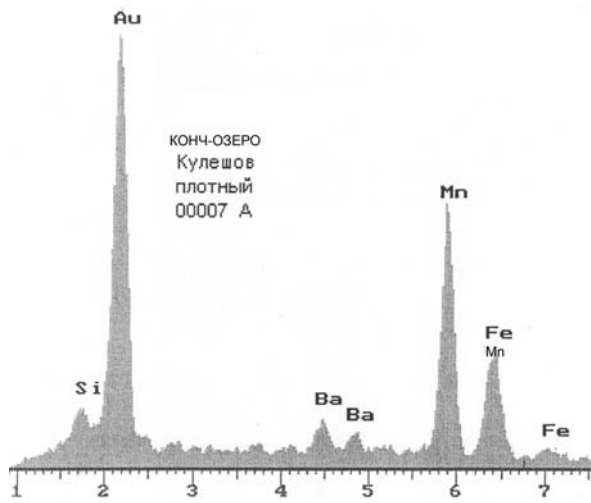


Фиг. 49.

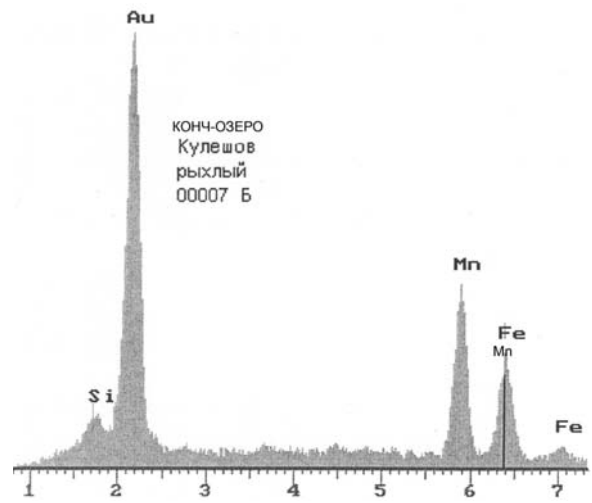


Фиг. 50.

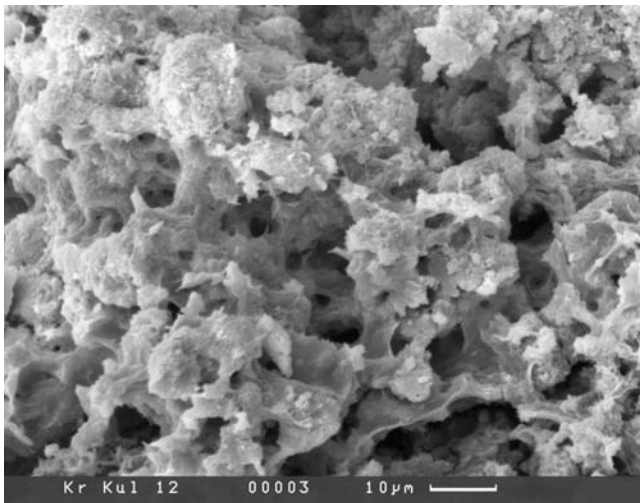
Фиг. 49 и 50. Зональность в слоении конкреции. Плотная и более рыхлая зоны



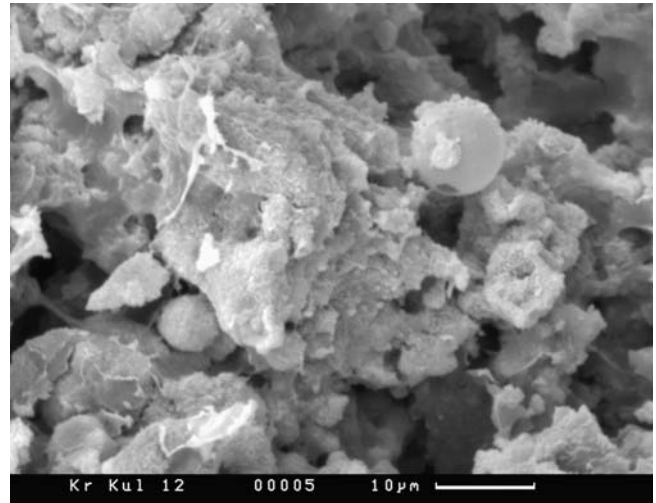
Фиг. 51. ЭДС плотной зоны. Большое содержание марганца, присутствие бария



Фиг. 52. ЭДС более рыхлой зоны. Уменьшение содержания марганца и бария

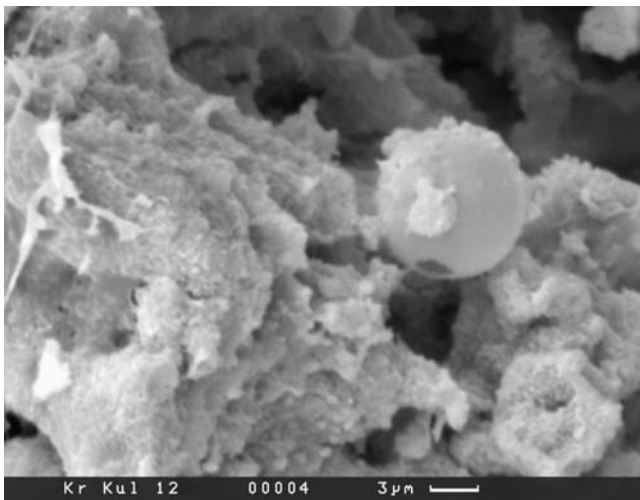


Фиг. 53.

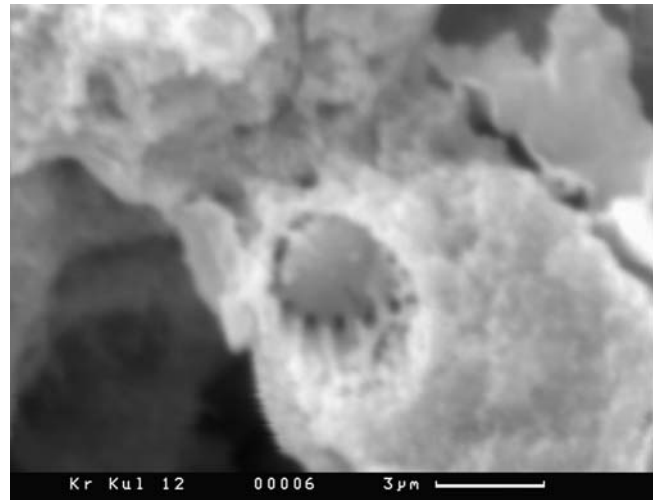


Фиг. 54.

Фиг. 53–55. Развитие разных — от шаровидных до нитчатых — органических остатков в рыхлой зоне конкреции. В шаровидных формах иногда видны поры



Фиг. 55.



Фиг. 56. Срез плотной зоны. Плохо просматриваются органическим структуры



### 3.5.3. Железомарганцевые образования Сегозера, Карелия, Россия

#### *Э.Л. Школьник*

Авторам был передан С.И. Политовой образец — сильно внешне ожелезненный, обохренный камень, найденный на южном берегу Сегозера, Карелия, ее сыном. Космический снимок района этого озера представлен на рис. 1. Оно смотрится как обычное озеро ледникового типа, каких много в Карелии. Еще в конце 30-х годов вблизи него был построен лесообрабатывающий комбинат, а ранее действовал литейный завод. Озеро отчасти стало, видимо, местом сброса сточных вод и отходов производства этих заводов. Переданный авторам образец имеет размеры 15×10×10 см, в нем четко просматриваются куски углефицированной древесины, иногда с отпиленными краями. Относительно природы этого образца мнения авторов — часть из них (Жегалло Е.А. и другие) — полагают, что это шлак производства железа, другие (Школьник Э.Л. и другие) считают, что это продукт преимущественной минерализации древесных отходов в озере. Тем не менее, в нем явно просматривается минерализация древесной ткани, что, при любых обстоятельствах, представляется весьма любопытным.

#### **Результаты изучения в СЭМ**

Для изучения в СЭМ были выбраны три фрагмента. Общий вид одного из них представлен на фиг. 1. ЭДС этого образца (фиг. 2) указывает на существенно железистый состав, крайне низкие содержания других элементов. Вероятно, значительное количество Сорг, но определение требует специального изучения. На фиг. 3–9 при разных увеличениях показана древесина, хорошо видно характерное параллельное тонкое расположение древесных волокон. Удивительно присутствие изредка встречающихся отчетливо плитчатых кристаллов (фиг. 10), которые после анализа (фиг. 11) определились как кристаллы барита. Как известно, барит используется при перделе древесины. Кроме кусочков древесины в породе встречаются редкие диатомеи (фиг. 12 и 18) и различные микробиальные остатки: коккоидные (фиг. 13–15) и нитчатые (фиг. 14, 16, 17).

Другой фрагмент — кусочек минерализованного дерева (фиг. 19) характеризуется также высокими содержаниями железа (фиг. 20). В нем немного марганца, но заметно повышенное количество кремнезема и алюминия, видимо, за счет присутствия озерного ила в заполненных порах или минерализации иловыми водами. Для этого образца характерно, что наряду с прекрасно сохранившимися структурами древесины (фиг. 21–24), при большем увеличении местами на древесине видны кокковидные формы (фиг. 23, 25–27, 29 и 31). ЭДС коккоидных форм (фиг. 28, 30) в разных местах могут отличаться по наличию Mn.

Третий фрагмент (фиг. 32) наиболее железистый и кремнистый (фиг. 33). В нем древесина представлена мелкими обломками с большим количеством разнообразных микробиальных форм (фиг. 34–37, 39, 41), также минерализованных (фиг. 40). Иногда в пустотах сохраняются даже минерализованные остатки диатомовых водорослей (фиг. 38).

#### **Заключение**

Как отмечено выше, у авторов нет единой точки на природу минерализации изученных образцов. По одной интерпретации, изученные существенно древесные фрагменты из илов Сегозера исключительно быстро, в течении от нескольких лет — до максимум десятков лет, интенсивно минерализуются, преимущественно оксидами железа и отчасти марганца. При этом сохраняются тончайшие, на клеточном уровне, детали строения древесины. Участками древесные фрагменты поражены развитием по ним разной микробиоты, также минерализующейся, с сохранением тонких деталей сложения. Таким образом, даже техногенные отходы человека в условиях карельских озер весьма быстро минерализуются — как по остаткам эвкариотных, так и прокариотных форм. Минерализация реализуется именно как репликация по биологической матрице, с сохранением на первых этапах, тонких деталей строения соответствующих организмов. По сути, мы имеем пример своеобразного природного эксперимента, проведенного без сознательного участия человека. И этот эксперимент полностью подтверждает давно защищаемую авторами пози-



цию о раннедиагенетическом характере подобного замещения, а не как результат какой-либо микробиальной активности.

По мнению других авторов монографии, изученные обломки — это шлаки при производстве чугуна, о чем свидетельствует их внешний облик.

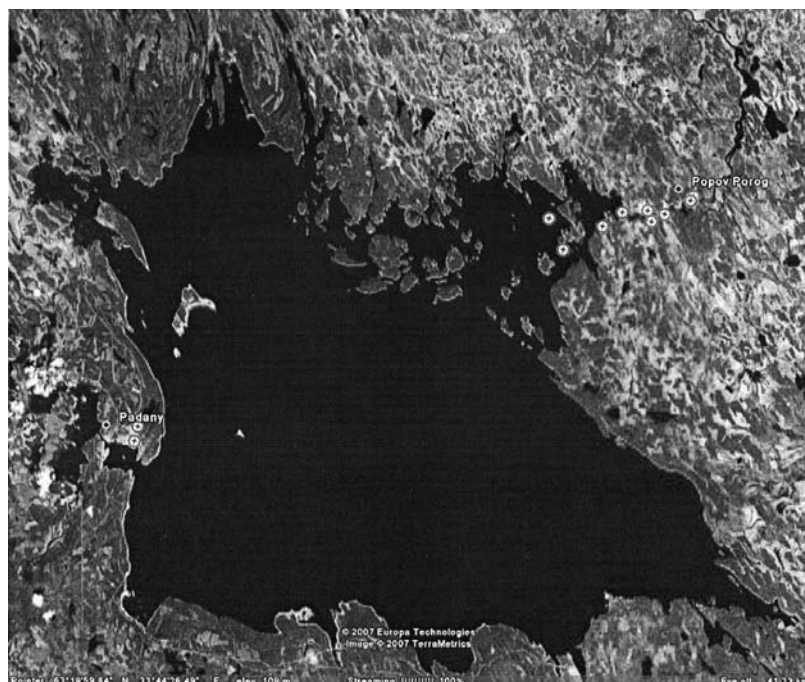
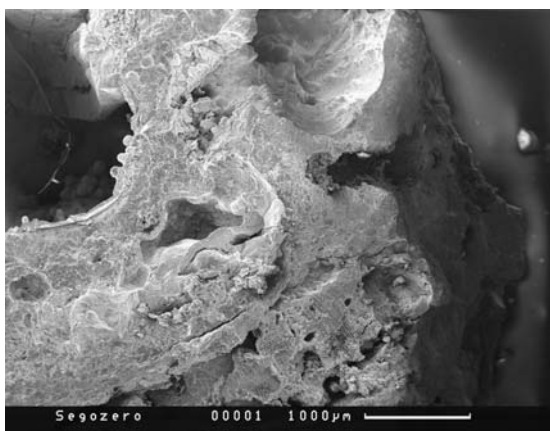
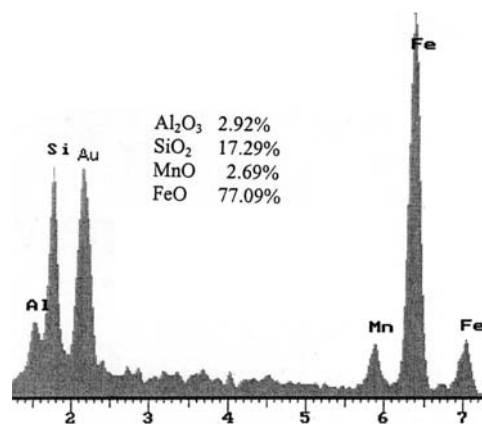


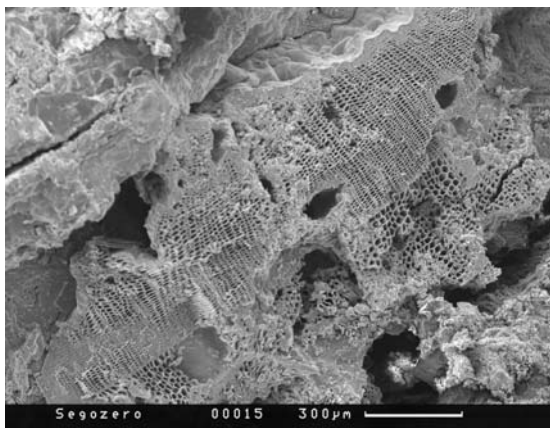
Рис. 1. Космический снимок озера Сегозеро. Система Google.



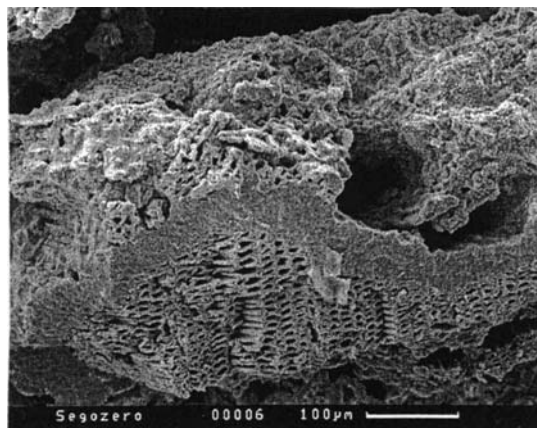
Фиг. 1 Общий вид образца из Сегозеро в СЭМ. Хорошо проявлена разновеликая пористость



Фиг. 2. ЭДС этого образца

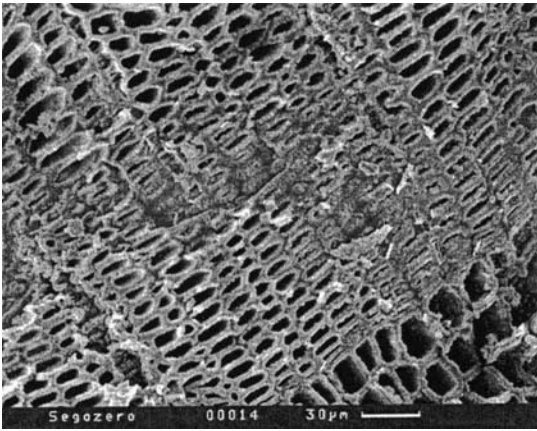


Фиг. 3.

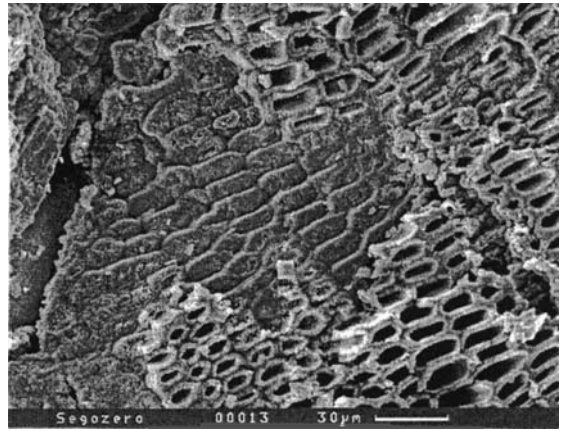


Фиг. 4.

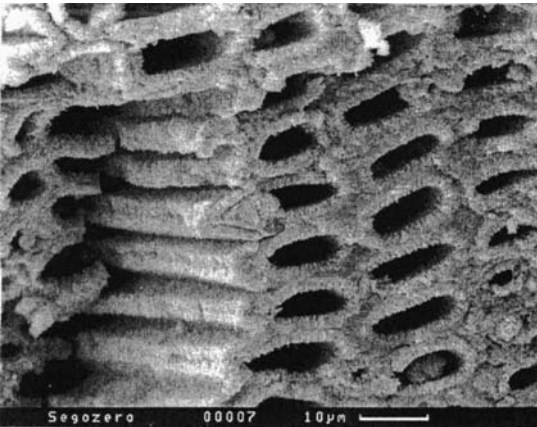
Фиг. 3–7. При разных увеличениях хорошо проявляется строение древесины и участками заметные ее преобразования



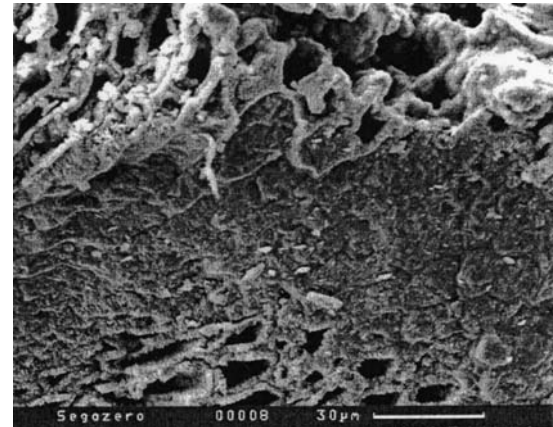
Фиг. 5.



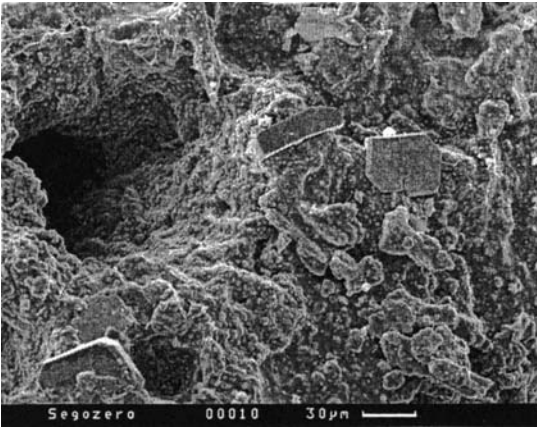
Фиг. 6.



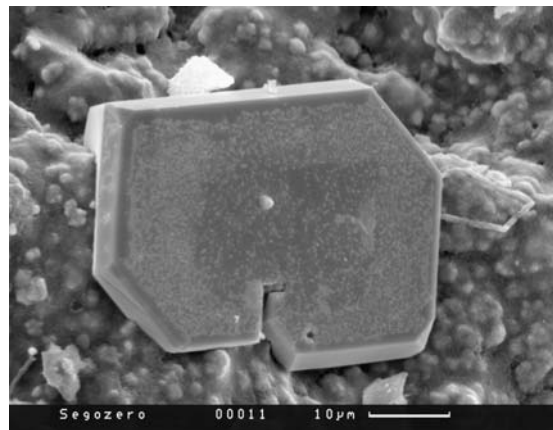
Фиг. 7.



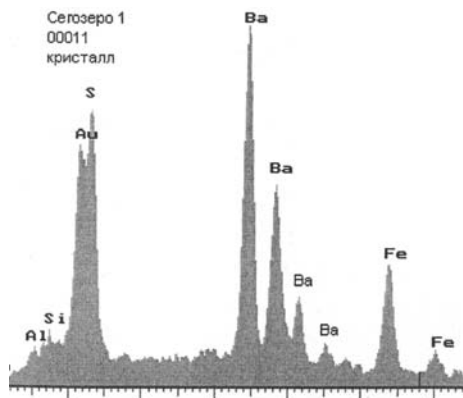
Фиг. 8. Заметно перекристаллизованные участки древесины



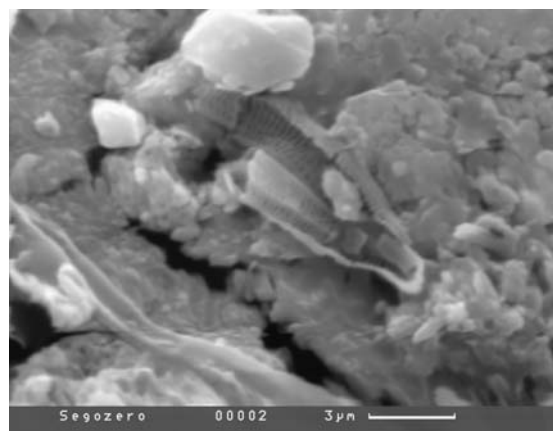
Фиг. 9. Заметно перекристаллизованные участки древесины



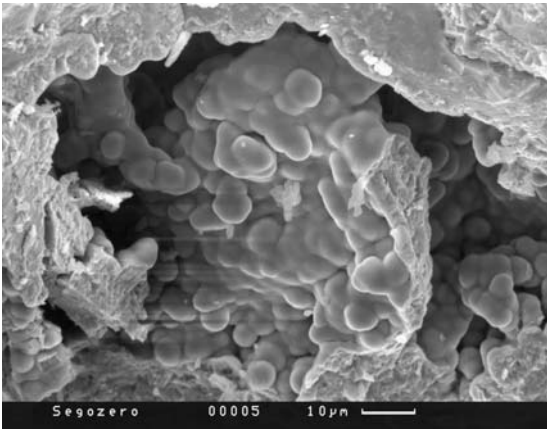
Фиг. 10. Кристаллы барита



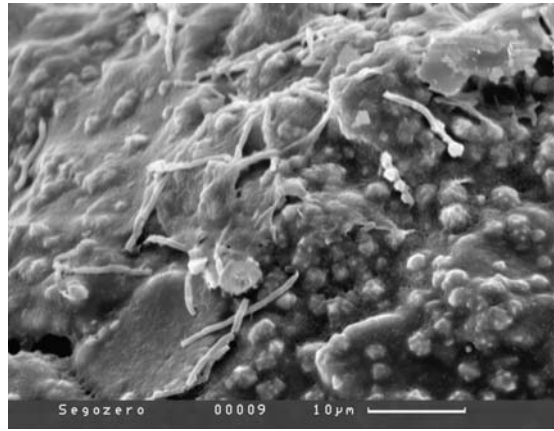
Фиг. 11. ЭДС этого кристалла, с резким преобладанием бария и серы.



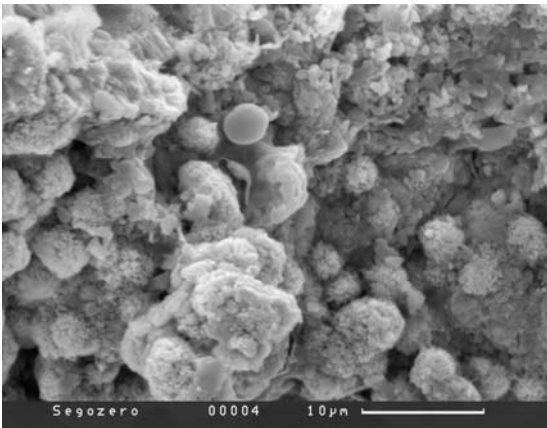
Фиг. 12. Фрагмент диатомовой водоросли в центре



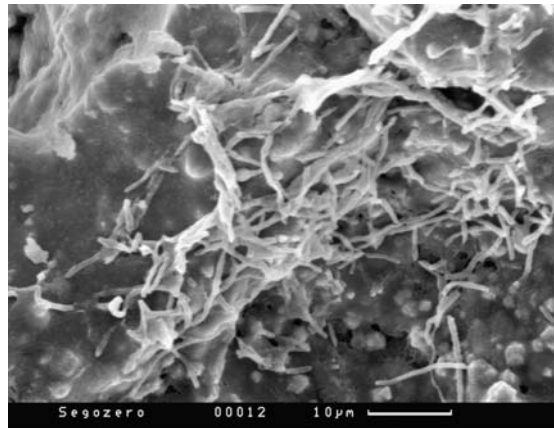
Фиг. 13.



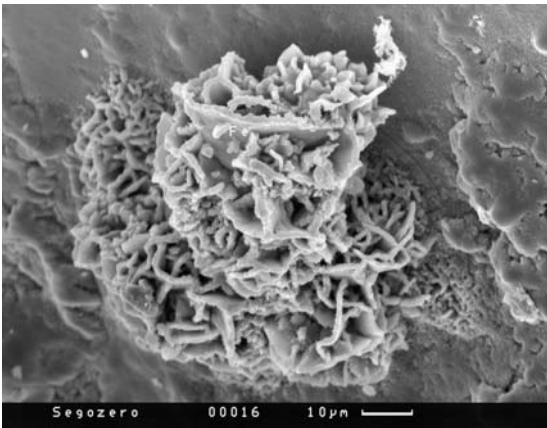
Фиг. 14.



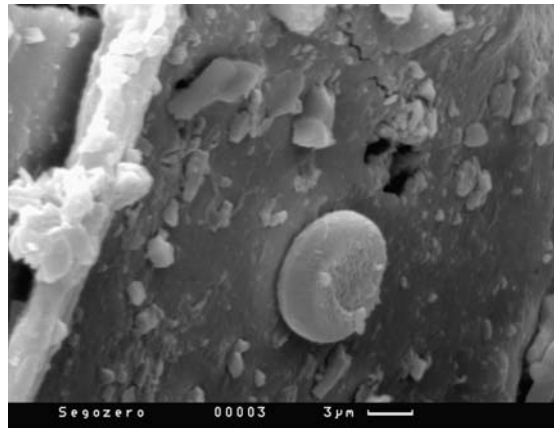
Фиг. 15.



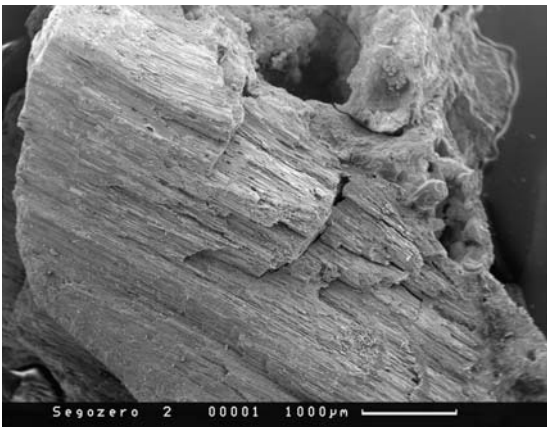
Фиг. 16.



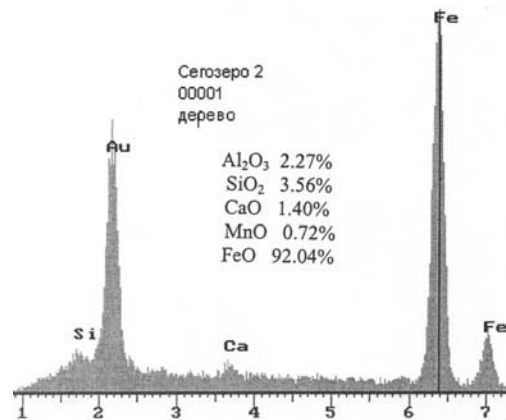
Фиг. 17.



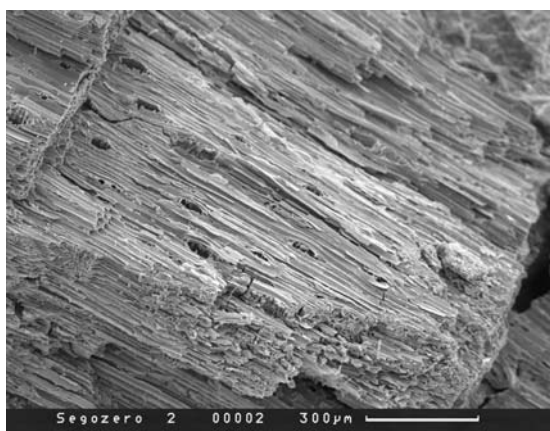
Фиг. 18.



Фиг. 19. Общий вид обр. Сегозеро 2 в СЭМ. Характерно полосчатое строение древесины

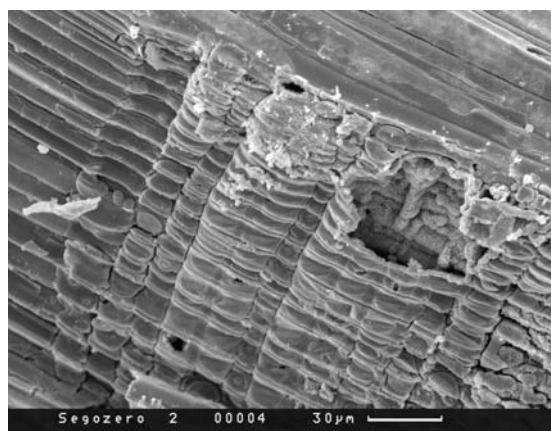


Фиг. 20. ЭДС этого образца

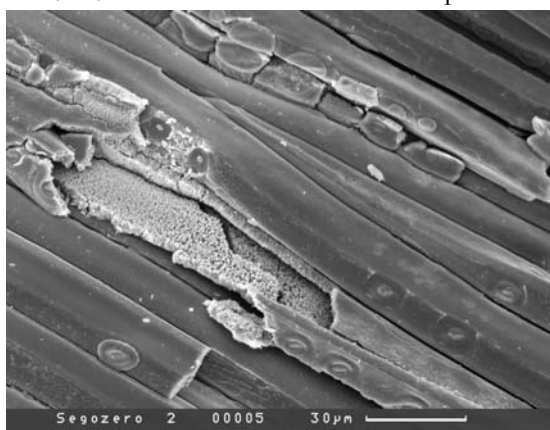


Фиг. 21.

Фиг. 21–24. Структура образца при разных увеличениях



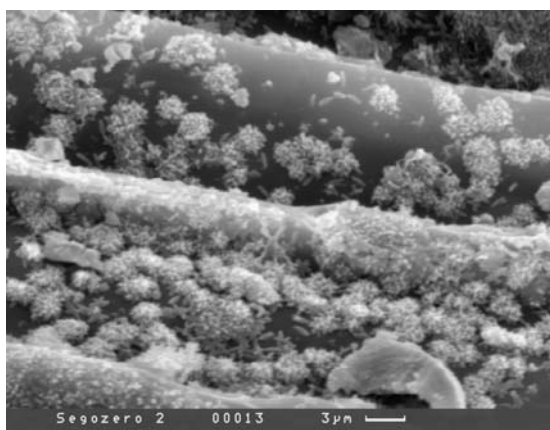
Фиг. 22.



Фиг. 23.

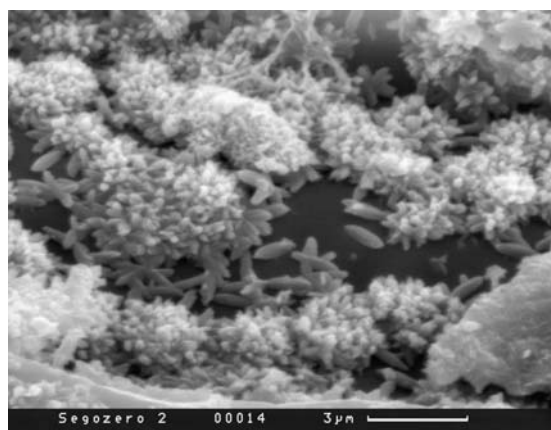


Фиг. 24.

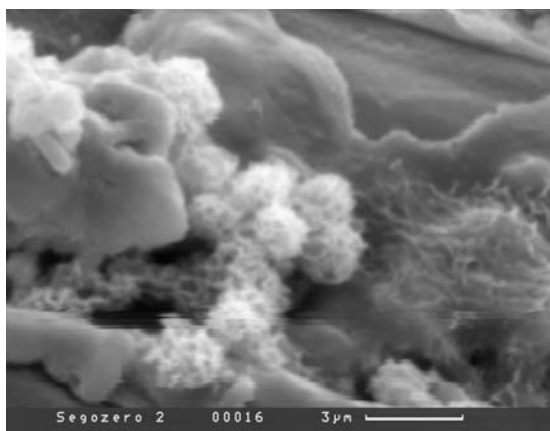


Фиг. 25.

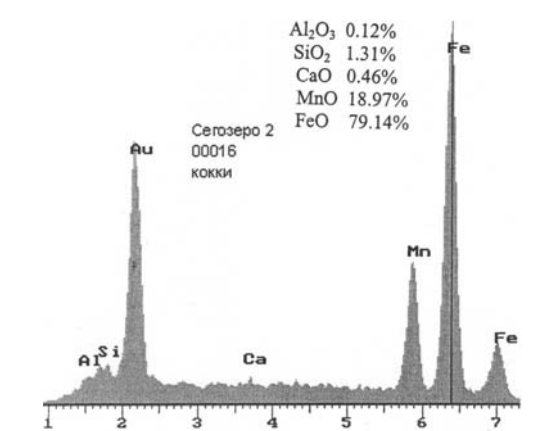
Фиг. 22–27. Микробные остатки разной формы, развитые по древесине



Фиг. 26.

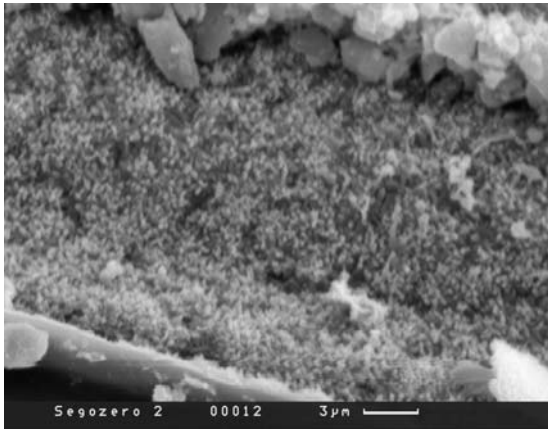


Фиг. 27.

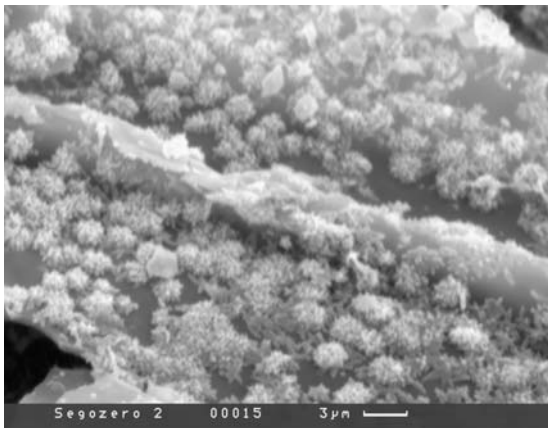


Фиг. 28. ЭДС этих участков, с развитием ЖМ и железной минерализации

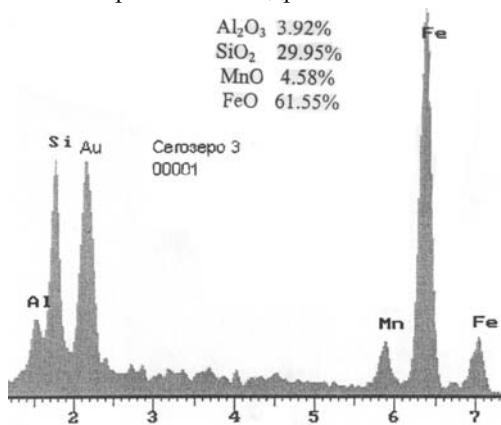




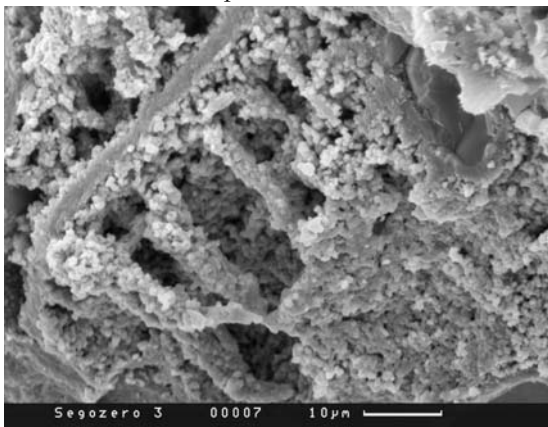
Фиг. 29. Микробиальные остатки разной формы, развитые по древесине



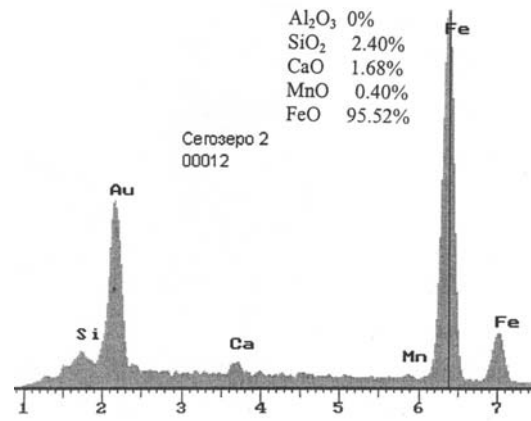
Фиг. 31. Микробиальные остатки разной формы, развитые по древесине



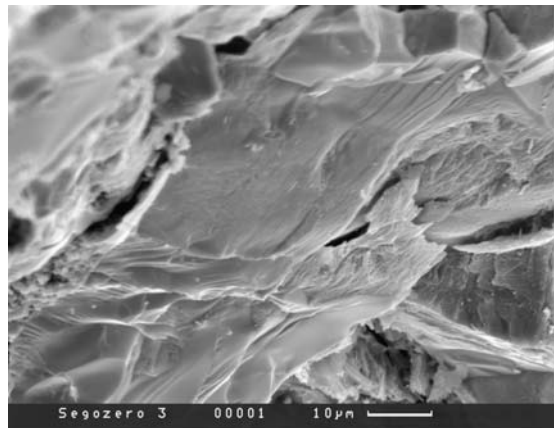
Фиг. 33. ЭДС этого образца, высокожелезистого и кремнистого



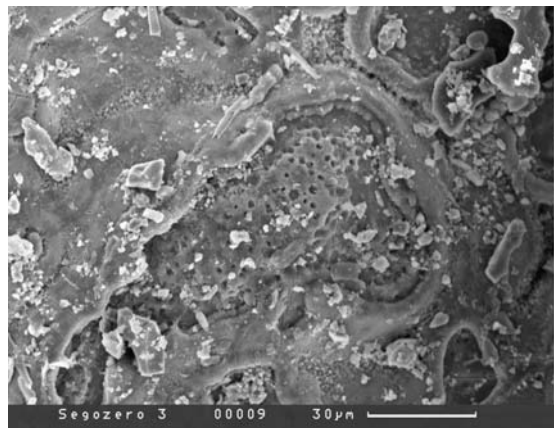
Фиг. 35.



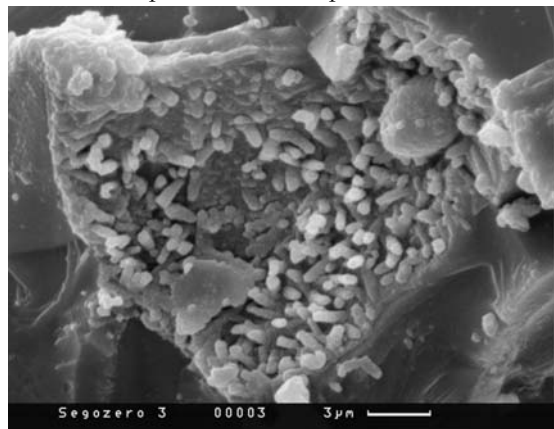
Фиг. 30. ЭДС этих участков, с развитием ЖМ и железной минерализации



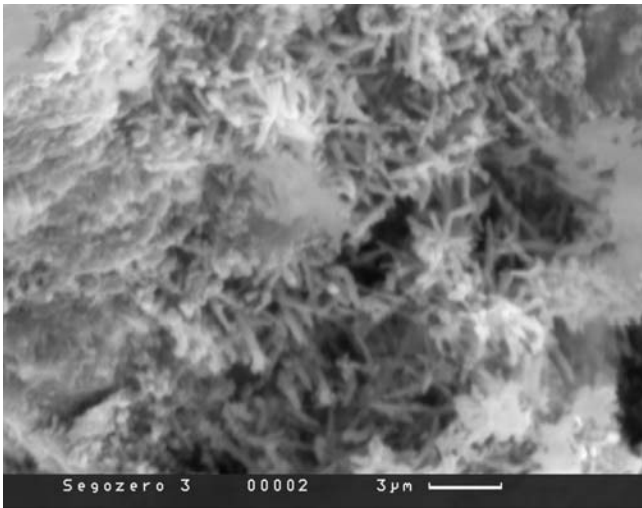
Фиг. 32. Обр. Сегозеро 3, вид в СЭМ



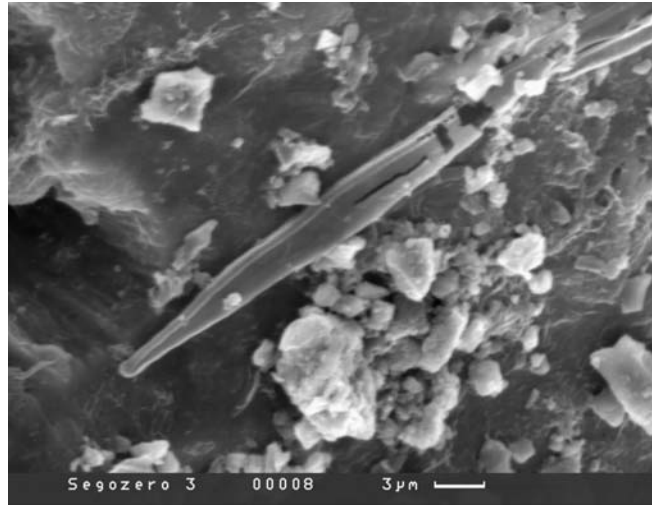
Фиг. 34 и 35. Разная степень изменения древесины, с развитием микробиоты



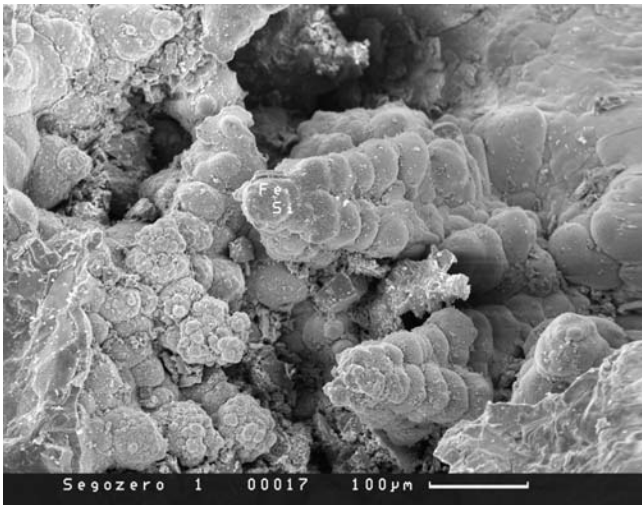
Фиг. 36 и 37. Микробиальные остатки разного характера в порах минерализованной древесины



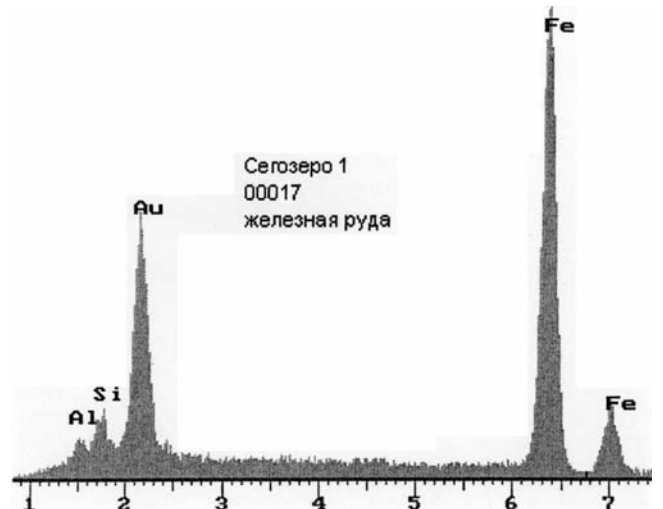
Фиг. 37.



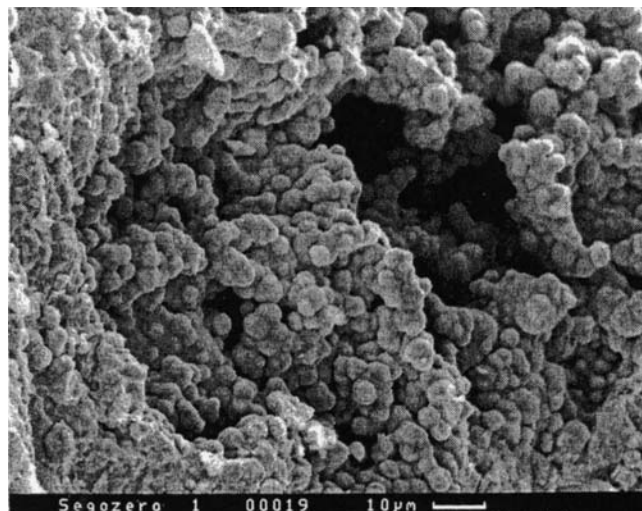
Фиг. 38. Диатомовая водоросль в пустотах минерализованной древесины



Фиг. 39. Своеобразные микробные формы в пустотах минерализованной древесины обр. Сегозеро 1



Фиг. 40. ЭДС этого участка-почти исключительное развитие железной минерализации



Фиг. 41. Другой тип микробных остатков в порах минерализованной древесины обр. Сегозеро 1



### 3.6. Железомарганцевые конкреции окраинных морей и краевых частей океана

#### 3.6.1. Конкреции Балтийского моря

*Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Железомарганцевые конкреции на дне Балтийского моря были обнаружены в конце XIX века. Их исследование продолжилось в первой половине XX века [247, 402а, 389] и особенно интенсивно во второй половине XX века [102, 103, 104, 430, 465а, 465б, 465в, 65, 371, 66, 359, 406, 407, 32, 98, 344, 385]. В последние годы интерес к ним возродился в связи с возможными перспективами их освоения как источника марганца [240, 27г].

Несмотря на значительное количество работ по изучению этих конкреций, ряд вопросов строения и геохимии этих образований остается неясным. В частности, это относится к их микроструктурам, а также к содержанию и распределению многих микроэлементов, которые не были охвачены исследованиями. В настоящем разделе имеется цель восполнить этот пробел с использованием новых результатов и представить общий обзор данных о распределении и составе железомарганцевых конкреции Балтийского моря.

Помимо литературных материалов использованы оригинальные данные, полученные при обработке железомарганцевых конкреций, собранных Г.Н. Батуриным в Финском заливе, в центральной и южной частях моря в 24 рейсе НИС «Профессор Штокман» (1989 г.) и 9 рейсе НИС «Сергей Вавилов» (1991 г.).

Минералогическое исследование нескольких образцов из Рижского и Финского заливов было выполнено В.Т. Дубинчуком (ВИМС), а из Финского — А.И. Горшковым с сотрудниками (ИГЕМ РАН). При определении элементного состава конкреций использовались методы химического, атомно-абсорбционного и рентгенофлуоресцентного анализа (Аналитическая лаборатория ИО РАН, аналитики Н.Н. Завадская, Н.П. Толмачева и Т.Г. Кузьмина). Несколько образцов были проанализированы также во Всероссийском институте минерального сырья методом ИСП-МС под руководством С.В. Кордюкова.

#### Распространение конкреций

Основные сведения о морфометрии и геологии Балтийского моря, условиях осадконакопления, составе и геохимии донных отложений описаны в ряде обобщающих работ [88, 226, 89, 376, 46].

Общая площадь Балтийского моря составляет 374 000 км<sup>2</sup>, из которых 27,7% приходится на долю Ботнического залива, 8,0% на долю Финского и 4,8% на долю Рижского.

Установлено, что железомарганцевые конкреции распространены в пределах основной акватории Балтийского моря, на дне трех названных больших заливов и двух малых (залив Мекленбург и Кильская бухта).

В пределах основной акватории моря конкреции встречаются в пределах юго-восточной части бассейна и в периферических относительно мелководных частях впадин — Готландской, Борнхольмской, Ландсортской, Арконской и Гданьской.

Наиболее значительные скопления конкреций зафиксированы в трех крупнейших заливах — Ботническом, Финском и Рижском.

В Ботническом заливе площадь распространения конкреционных залежей (15–40 кг/м<sup>2</sup>) около 200 км<sup>2</sup> с ресурсами порядка 3 млн.т. В Финском заливе, преимущественно в его восточной части, соответствующие характеристики составляли, по прежним оценкам, соответственно 18–24 кг/м<sup>2</sup>, 300 км<sup>2</sup> и 6 млн. т [386]. Позднее, после проведения разведочных работ, оценка ресурсов российской части Финского залива возросла до 11 млн. т [240]. В Рижском заливе плотность залегания конкреций достигает 17 кг/м<sup>2</sup>. Общее количество конкреций на дне моря составляет, по оценке Блажчишина [44], порядка 130 млн.т.

В пределах основной акватории моря конкреции встречаются на глубинах от 48 до 103 м, но распространены они довольно спорадически, хотя местами плотность их залегания достигает

10–16 кг/м<sup>2</sup>. В Кильской бухте конкреции встречаются в узком диапазоне глубин (20–28 м) и залегают в зоне перехода от песков к глинистым илам, а в заливе Мекленбург приурочены к выходам на дне плотных ледниковых глин [386].

Рудные залежи конкреций в российской части Финского залива характеризуются двумя типами разреза — трехслойным и двухслойным. Трехслойный разрез состоит из

- а) надрудного слоя черного сапропелевидного ила мощностью до 20–40 см;
- б) рудоносного слоя терригенных осадков (30–40 см) с конкрециями;
- в) подрудного слоя глин.

Двухслойный разрез имеет две разновидности: с двухкомпонентным и однокомпонентным рудоносным слоем. Первая из них состоит из верхнего слоя конкреций (3–4 см) и подстилающих терригенных осадков (30–40 см) с конкрециями. Вторая разновидность представлена либо прослоем плоских и уплощенных конкреций среди песков, либо песчано-алевритовыми осадками с шарообразными конкрециями (240).

### Морфология и внутреннее строение конкреций Финского залива

По морфологическим признакам все мелководные морские железомарганцевые конкреции делят на три основных типа — сфероидные, дисковидные и корковые [430, 364, 386]. Для конкреций Финского залива Варенцов и Блажчишин [65] предложили более детальную классификацию:

- 1) бобовые или сфероидальные конкреции -неравномерно округлые и эллипсоидные диаметром 10–50 мм с мелкобугорчатой поверхностью, часто с концентрически-зональным строением;
- 2) дробовидные конкреции размером <1–10 мм, также неправильно-округлой формы;
- 3) монетовидные и дисковидные конкреции, представляющие собой уплощенные концентрические обрастания гидроксидами обломков твердых пород, размером от 10×7×0,5 мм до 50×35×3 мм ;
- 4) обрастания гидроксидами гравийно-галечного материала;
- 5) корковидные конкреции — уплощенные слоистые образования в основном неправильной формы размером до 200–300 мм с мелкобугорчатой поверхностью.

Между морфологией конкреций Финского залива и условиями их залегания намечается определенная зависимость [472]:

#### Условия залегания:

Осадконакопления нет  
Слабое осадконакопление  
Пульсационное осадконакопление или размыв  
Слабый размыв  
Сильное придонное течение  
Перекрытие осадками  
Переотложение конкреций

#### Форма конкреций:

Дисковидная  
Блюдцеобразная  
Монетовидная с ядром  
кластогенного материала  
Корки с кластическим материалом, цементация  
Шаровидная с гравием в ядре  
Растворение конкреций  
Агрегирование конкреций

Как видим, для многих конкреций характерно наличие ядра, роль которого выполняет твердая поверхность любого состава — обломки пород, уплотненная глина, фрагменты предшествующей генерации конкреций, куски древесины. Вокруг ядра происходит нарастание концентрических слоев гидроксидов железа и марганца. Для монетовидных, дисковидных и отчасти корковых конкреций толщина нарастающих в горизонтальной плоскости зон составляет 2–3 мм, а в дробовидных конкрециях толщина слагающих их слоев 0,01–0,05 мм. Вместе с тем, среди конкреций каждого морфологического типа встречаются иногда образцы без четко выраженного зонального строения.

Конкреции распространены не только на поверхности дна (рис. 1), но и на некоторой глубине и в толще осадков. В Финском заливе конкреционный горизонт толщиной 3–4 см, залегающий под слоем полужидкого терригенного ила, был впервые обнаружен в 8 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» [34]. Слагающие этот горизонт конкреции преимущественно округлой формы диаметром от 0,3 до 2–3 см плотно прилегают друг к другу, образуя трехслойные и четырехслойные сростания типа конкреционной мостовой. Структура поверхности мелких кон-

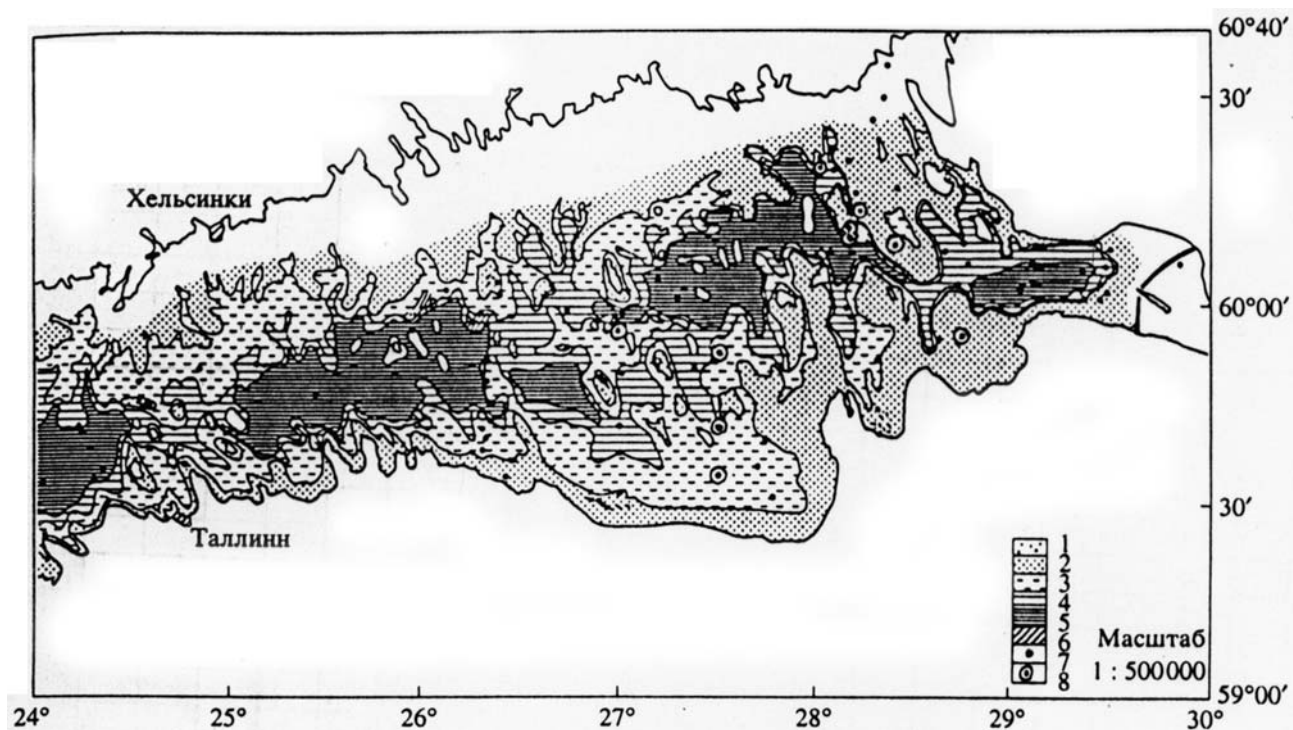


Рис. 1. Схема распределения осадков [Емельянов, 1995] и точки отбора исследованных проб конкреций и осадков в Финском заливе.

1 — пески, гравий, галька; 2 — пески терригенные, преимущественно мелкозернистые; 3 — терригенные алевриты; 4 — терригенные алевритово-пелитовые илы; 5 — илы пелитовые; 6 — обнажения моренных отложений; 7 — геологические станции; 8 — точки отбора исследованных проб.

креций относительно гладкая, а более крупных — шероховатая, бугорчатая и трещиноватая, с карвернозными полостями и трещинами, заполненными илом. Во внутренних частях крупных конкреций среди черной и буровато-черной массы рассеяны выделения оранжевого вещества размером 1–2 мм. Ядра в этих конкрециях отсутствуют, но в центре находится черное слабо уплотненное вещество марганцовистого состава. Бугорки на поверхности конкреций состоят, как видно под оптическим микроскопом, из сросшихся между собой микроконкреций. Крупные конкреции соединены «мостиками», состоящими из черного плотного вещества, окаймленного рыхлым оранжевым веществом и наружной плотной буровато-коричневой пленкой толщиной около 1 мм [98].

В Рижском заливе преобладают дробовидные конкреции и реже встречаются сфероидальные. Здесь также выделяется несколько типов их внутреннего строения: 1) концентрическое (ядро до 3–5 мм и наружная оболочка гидроксидов железа толщиной 0,3–0,5 мм; 2) сгустково-коллоидное и дендритовое, представленное пятнистыми выделениями гидроксидов, сцементированных хлоритоподобной массой; 3) концентрически-микроразнональное с перемежаемостью гидроксидов железа и марганца; 4) то же с добавлением микроразнонального материала; 5) агрегатно-глобулярное, представляющее собой округлые выделения гидроксидов железа и марганца размером 0,016–0,030 мм, образующие агрегатные сростки, сцементированные глинистым веществом [65].

### Минералогия конкреций

Судя по данным, приведенным в работе [65], в конкрециях Финского залива железистая фаза представлена преимущественно рентгеноаморфными гидроксидами, среди которых встречаются линзовидные участки, сложенные микрокристаллическими зернистыми формами с характерным металлическим блеском. Согласно рентгеноструктурным исследованиям, они представлены гидрогетитом, гетитом и реже гематитом. Гидроксиды марганца состоят из слабо кристаллизованной фазы 7-А и бернессита. В массе гидроксидов встречаются пятнистые выделения кар-

бонатом кальцит-родохрозит-сидеритового состава, количество которых не превышает 2–5% объема породы.

Но электронно-микроскопическое исследование описанных выше погребенных конкреций Финского залива выявило более сложную картину их минералогического состава с участием серии минералов, включая марганцевый фероксигит, протоферригидрит, вернадит и железистый вернадит, бернессит, тодорокит и гетит. Результаты минералогического анализа крупных конкреций представлены в таблице 1.

Таблица 1.

**Минеральный состав погребенных конкреций Финского залива  
[98]**

<b>Часть конкреции</b>	<b>Минеральный состав</b>
Буроватая пленка на поверхности конкреций	Mn – фероксигит, протоферригидрит (м), Fe – вернадит (р)
Бугорки на поверхности конкреций	Бернессит, б/жел. вернадит (м), тодорокит (м)
Черное вещество, внутренняя часть	Бернессит, Mn – фероксигит, тодорокит (р)
Оранжевое вещество, внутренняя часть	Mn – фероксигит, протоферригидрит, гетит (Р)
Центральная часть	Бернессит и Mn – фероксигит (Fe преобладает) или бернессит и тодорокит (Mn преобладает)
Оранжевые прослойки и обособления	Mn – фероксигит, протоферригидрит, гетит (Р)
Черное вещество «мостиков»	Бернессит, Mn – фероксигит (м), тодорокит (Р)
Плотная корочка «мостиков»	Mn – фероксигит, протоферригидрит (м), бернессит (м)
Рыхлое оранжевое вещество «мостиков»	Протоферригидрит, Mn – фероксигит (м), гетит (р)

Примечание: (м) – мало, (р) – редко.

Что касается минерального состава железомарганцевых конкреций Рижского залива, то ранее [65] сообщалось, что в них присутствует, наряду с рентгеноаморфными гидроксидами, свой набор минералов железа (гетит, гидрогетит и фероксигит) и марганца (фероксигит, бернессит как основная кристаллическая марганцевая фаза и тодорокит как подчиненная).

Согласно результатам, полученным методом просвечивающей электронной микроскопии, рудная (железомарганцевая) фракция этих конкреций представлена преимущественно коллоидным веществом, в котором преобладают гидроксиды железа с подчиненным количеством гидроксидов марганца. Местами среди коллоидной массы встречаются относительно небольшие слабо кристаллизованные участки, выявленные с помощью микродифракции.

В процессе начальной кристаллизации формируется фероксигит в смеси с вернадитом, реже единичные выделения магнетита. Среди марганцевых минералов преобладает вернадит, образующий ветвистые и пластинчатые агрегаты. Наряду с вернадитом, но значительно реже встречаются другие марганцевые минералы: ветвистые выделения слабо кристаллизованного асболана в смеси с вернадитом, самостоятельные выделения асболана. Кроме того, в некоторых препаратах обнаружен тодорокит.

В целом, как асболан, так и тодорокит являются в рассматриваемых конкрециях второстепенными марганцевыми минералами, формирующимися в тесной ассоциации с вернадитом в ви-

де микроскопических агрегатов без определенной морфологии и лишь в единичных случаях в виде мономинеральных частиц.

Судя по имеющимся данным, конкреции остальных зон Балтийского моря сходны по своему минералогическому составу с вышеописанными.

### Химический состав конкреций

Представление о химическом составе конкреций можно получить при рассмотрении содержаний в них породообразующих макроэлементов и нескольких микроэлементов, которые традиционно относятся к рудным, включая медь, кобальт, никель, цинк и некоторые другие.

В таблице 2 приведены результаты нескольких исследований химического состава конкреций из разных районов Балтийского моря, включая заливы (Финский, Рижский, Ботнический) и основную акваторию, а также первоначальная оценка среднего состава конкреций этого бассейна, сделанная по прежним литературным данным [326].

Судя по данным, относящимся к конкрециям Финского залива, Рижского залива и Центральной Балтики [65], колебания содержаний главных компонентов находятся в следующих пределах (%):

$Fe_2O_3$  11,94–52,30;  $Mn_2O_3$  0,59–45,56;  $SiO_2$  10,53–61,52;  $Al_2O_3$  0,31–11,42;  $TiO_2$  0,26–0,87;  $CaO$  0,51–2,96;  $MgO$  <0,1–2,23;  $Na_2O$  0,60–5,15;  $K_2O$  1,04–3,36;  $P_2O_5$  0,52–6,87;  $CO_2$  <0,5–4,15;  $C_{орг}$  0,07–3,22. Диапазон этих колебаний составляет для железа 4,4, для марганца 77, для кремнезема 5,8, для алюминия 37, для фосфора 13,2, углекислоты более 10, органического углерода 46 раз. Добавление к этим результатам данных по Ботническому заливу [359], а также наших новых данных по Финскому и Рижскому заливу не меняет общей картины.

Содержание малых элементов также довольно непостоянно и составляет (г/т): Ва 730–4700, Sr 295–1300, Cu 8–59, Ni 35–500, Co 40–214, Zn 113–700, Pb 9–255, V 13–210, Cr 14–75, Mo 20–420, Cd 3,2–12.

Рассмотрение этих данных позволяет отметить следующее.

Приведенные ранее оценки среднего содержания элементов в конкрециях Финского залива [65] оказались в одних случаях несколько ниже (Fe, Al, Ba, Si, Ni, Zn, Pb, V, Cr), а в других выше (Mn, Ti, Na, K, Co) по сравнению с более поздними определениями.

При сопоставлении конкреций, залегающих на поверхности дна, с аналогичными по морфологии конкрециями, перекрытыми слоем осадков, выявляется значительное обогащение захороненных конкреций марганцем, барием молибденом, в меньшей степени стронцием и никелем. Железо, кремнезем, алюминий, фосфор, кобальт ведут себя противоположным образом.

Сопоставление макро- и микроконкреций Финского залива также показывает разницу в их составе. Микроконкреции значительно обогащены железом, литогенными элементами (Si, Al, Ti), а также кобальтом, свинцом и цинком, но обеднены марганцем и сопутствующими микроэлементами. Любопытно, что цинк в этой ситуации следует не за марганцем (что свойственно океанским конкрециям [28]), а за железом.

Рассмотрение состава изученных образцов остальных частей Балтийского моря показывает, что наиболее обогащены железом конкреции Финского и Рижского заливов, а марганцем — как захороненные конкреции Финского залива, так и шаровидные конкреции и пленочные обрастания галек на дне по периферии Готландской впадины (до 35,7–40,9%  $MnO_2$ ). Последние обогащены также цинком, ванадием и особенно молибденом, содержание которого сопоставимо с таковым в глубоководных океанских конкрециях (360–420 г/т). При этом в Готландской впадине довольно четко прослеживается связь между марганцем и сопутствующими микроэлементами в железомарганцевых образованиях разных морфологических типов:

Конкреции	%			г/т						
	$MnO_2$	MgO	Ba	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	V	Mo
Дисковидные	15,40	1,70	0,13	13	104	60	210	30	13	20
Шаровидные	35,96	1,96	0,20	30	438	120	240	80	150	360
Корочки	40,87	2,27	0,26	50	504	135	320	120	210	420

### Скорость формирования и представления о генезисе конкреций

Вопрос о скорости формирования конкреций центральной части Балтийского моря и Финского залива впервые рассматривал Мангейм [430]. Основываясь на данных о возрасте плейстоценовой трансгрессии и постледникового воздымания суши, он оценил скорость роста конкреций в пределах 0,02–1 мм/год. Затем по результатам микрозондового исследования чередующихся железистых и марганцевистых зон (соответствующих, согласно предположению, сезонным колебаниям) была дана оценка 0,15–0,20 мм/год [465в], которая была позднее скорректирована до величин 0,05–0,20 мм/год [465б].

Судя по толщине марганцевой пленки (2 мм) на раковине возрастом 3 года в Кильской бухте, скорость роста этой пленки составляет около 0,6 мм/год [37]. В конкрециях западной части моря выделен условно маркирующий слой ускоренной поставки антропогенного вещества, датированный 1830 годом; рассчитанная по нему скорость роста составила 0,02–0,12 мм/год [453]. Моделирование скорости роста на искусственном субстрате дало результат 0,020 мм/год, при значительных сезонных колебаниях [403].

Определение скорости роста конкреций западной части моря по профилям распределения микроэлементов, преимущественно цинка, дало результаты от 0,13–0,30 мм/год [404] до 0,020 мм/год [405].

Оценка скорости роста конкреций, распространенных в польской экономической зоне моря, была выполнена по числу слоев исходя из предположения, что слоистость связана с притоком в бассейн воды из Северного моря примерно 11 раз в сто лет; результат составил 0,013–0,018 мм/год [385].

Единичные находки среди конкреций Финского залива обросших марганцевой коркой металлических пробок от пивных бутылок или стальных болтов показали, что скорость нарастания этих корок составляет 0,03–0,6 мм/год [138]. Ранее в Финском заливе была найдена конкреция, в ядре которой находился кусок шлака [376].

Наконец, датирование конкреций Финского залива по соотношению изотопов гелия дало самые низкие результаты, характерные скорее для океанских конкреций — 0,008–0,009 мм/год [17]. При этом названные авторы считают, что эта скорость универсальна для всего моря.

Но обзор описанных противоречивых результатов показывает, что скорости роста железомарганцевых конкреций в различных районах Балтийского моря значительно различаются между собой. Данные по разнообразию морфологии конкреций, условиям их залегания, колебаниям химического состава также исключают предположение об универсальности скорости их роста, которая зависит от многих изменчивых условий морской среды — физико-химической обстановки придонной и донной среды, характера субстрата, температуры, скорости течений и т.д. К такому же выводу приходят и другие авторы, непосредственно занимающиеся комплексным исследованием конкреций. В частности, детальное исследование конкреций Финского залива позволило заключить, что «рост конкреции — это не постоянный процесс... Рудное вещество, формирующее конкрецию, перераспределяется внутри конкреции, иногда значительно изменяет ее строение, вплоть до появления пустотелых конкреций и их полного растворения при изменении условий седиментации» [138].

Из этого следует, что цифры скорости роста рассматриваемых конкреций — это в ряде случаев условная интегральная оценка, включающая в себя скорости накопления вещества, эпизоды прекращения роста и эпизоды возможного растворения и убыли массы.

Генезис железомарганцевых конкреций Балтийского моря, как и других аналогичных образований в морях и океанах, остается предметом дискуссий между сторонниками диагенетической и гидрогенной версии.

В тех случаях, когда конкреции сопряжены с подстилающими осадками, именно последние могут служить источником металлов, растворенных в поровых водах и диффундирующих к поверхности раздела вода-дно [100, 106, 307, 34], где они в процессе своего осаждения и аккреции формируют гидроксидные образования разных типов. Но такой механизм исключается, если конкреции формируются на маломощных осадках или на поверхности плотных пород. В этом случае источником металлов могут служить лишь придонные воды, питаемые как речным сто-



ком, так и диффузионным потоком из осадков всей акватории, что неоднократно обсуждалось в литературе [65, 359].

Проблема механизма накопления металлов в конкрециях не имеет однозначного решения, поскольку предлагалось несколько различных физико-химических схем [108, 218, 246]. Выдвигалась также гипотеза микробиологического осаждения железа и марганца из морской воды за счет бактериальной микрофлоры, которая присутствует в донных отложениях. В частности, сообщения о предполагаемых бактериальных остатках в железомарганцевых конкрециях Балтийского моря неоднократно появлялись в литературе [331, 98]. Одним из аспектов проблемы биогенной концентрации марганца применительно к Балтийскому морю является обрастание раковин живых моллюсков марганцевыми пленками. Тот факт, что скорость нарастания таких пленок на поверхности раковин составляет, как минимум, 0,02–0,04 мм/год [341], привлек к себе внимание микробиологов. В связи с этим подобное явление было воспроизведено экспериментально на раковинах балтийского моллюска *Macota baltica* в среде с участием микроорганизмов. Автор этого исследования пришел к выводу, что процесс заключается в обменной реакции растворенного марганца с карбонатом кальция и в последующем окислении марганца при участии бактерий рода *Mycoplana* [140]. Но в общем плане процесс формирования железомарганцевых конкреций в Балтийском море не связан с биогенным карбонатом кальция и вопрос о конкретном участии в этом процессе бактерий пока не решен. При этом следует отметить, что отсутствие в конкрециях форменных остатков бактерий не является доказательством их прижизненной пассивности в рудном процессе, поскольку эти остатки крайне эфемерны и быстро разрушаются [141]. Наряду с этим, присутствие микроскопических и ультрамикроскопических биоморфных остатков не доказывает непосредственного участия бактерий в рудообразовании.

### Результаты изучения в СЭМ конкреций Балтийского моря

В рамках исследования ЖМ минерализации в Балтийском море были изучены в СЭМ серия образцов ЖМ конкреций из относительно мелководных заливов моря (представлены ГН. Батуриным), а также использованы опубликованные данные по более глубоководным районам.

*Район Финского залива.* Отсюда изучено три образца. Фотография одного из них — обр. Balt. Mп 1 представлена на фиг. 1. Его оригинальная форма, возможно, определяется условиями формирования, однако, концентрическая зональность довольно хорошо проявлена. ЭДС (фиг. 2) указывает на слабую ЖМ минерализацию. Затем, на серии фотографий разных участков конкреции при последовательном увеличении можно наблюдать на поверхностях сколов присутствие разных форм: от нитчатых, типа остатков цианобактерий до кокковидных и палочковидных форм (фиг. 3–13), часто образующих скопления.

Другой образец (4216), поднятый в устье Финского залива с глубины 52 м, представляет собой агломерацию разновеликих мелких конкреций. Ее общий вид и ЭДС показаны на фиг. 14 и 15. В составе этой железомарганцевой конкреции много алюмосиликатов, присутствуют калий и кальций. На фиг. 16 показана лепешковидная конкреция, в которой встречаются оскольчатые обломки кварца (фиг. 17). В заполняющей массе видны мелкие, в том числе круглые частицы (фиг. 18), а также органические остатки — вероятно, цисты и обломки спикул губок (фиг. 19, 20). В их составе доминирует кремнезем при низком содержании железа и марганца (фиг. 21).

Фрагмент диатомовой водоросли (фиг. 22) значительно ожелезнен (фиг. 23). В то же время диатомеи показанные на фиг. 24, содержат мало как железа, так и марганца (фиг. 25). Наличие в них калия может, вероятно, свидетельствовать о присутствии криптомелана. На фиг. 26 показаны разрозненные субпараллельные нитчатые образования длиной до 5–7 и толщиной около 0,5 мк, выступающие над колломорфной массой. Вероятно, это бактерии в гликокаликсе. В их составе преобладают кремний и железо, но присутствуют также калий и кальций, что может быть обусловлено формированием карбонатов железа или марганца.

На фиг. 28–30 показан образец с перемежающейся четкой и нечеткой концентрически-зональной слоистостью. Судя по ЭДС (фиг. 29), в составе образца доминируют марганец и кремнезем при пониженном содержании алюминия и низком — калия и кальция, без железа. При большем увеличении (фиг. 31–33) видны агломерации частиц преимущественно неправильной

формы и аморфная масса. На фиг. 34 показаны диатомеи, обогащенные марганцем без железа (фиг. 35) — видимо, такие же, как на фиг. 24.

В конкреции с периферической части Борнхольмской впадины также наблюдается концентрически-зональная структура (фиг. 36). Часть этого образца значительно обогащена марганцем при низком содержании всех прочих компонентов (фиг. 37). Микроструктура этого образца определяется наличием агломераций частиц преимущественно неправильной формы и скоплениями ажурных леписфер диаметром до 5 мк (фиг. 38, 39). Элементный состав этих участков (фиг. 40) такой же, как и в предыдущем случае (фиг. 37). Обнаруженный в той же конкреции остаток диатомовой водоросли (фиг. 41) состоит из кремнезема с подчиненным количеством железа и марганца (фиг. 42).

*Рижский залив.* Конкреция со дна Рижского залива обладает концентрически-зональной микроструктурой (фиг. 43) и железистым составом при подчиненном содержании марганца (фиг. 44). На фиг. 45–47 показаны участки конкреции, в которых видим остатки панцирей диатомей и их отпечатки, нитчатые и кокковидные бактериальные формы, а на рис. 48 — рыхлая комковатая микроструктура основной массы. На фиг. 49, 50 показан неопределимый остаток организма овальной формы с ячеистой поверхностью размером около 50 мк.

Другая конкреция, также концентрически-зонального строения (фиг. 51), содержит примерно равные количества железа и марганца и обогащена кремнеземом (фиг. 52). При последовательном анализе микроучастков конкреции от периферии к центру выявляются заметные изменения их состава, в первую очередь соотношение железа и марганца (фиг. 53 (1–7)). В наружной оболочке доминирует марганец, в двух следующих слоях — железо, в четвертом и пятом — примерно равные содержания, в шестом и седьмом доминирует марганец. Поэтому очевидно, что валовый анализ конкреций дает лишь общее представление об их составе, который меняется в процессе их роста в зависимости от изменчивости состава вмещающих осадков и поровых вод. На фиг. 54–56 представлены разные по степени плотности участки конкреции.

### Заключение по изучению в СЭМ

Изученные конкреции из разных районов Балтийского моря с небольших глубин в целом не несут какой-либо принципиально новой информации относительно подобных образований из других частей моря. Наблюдаемые в них органические остатки имеют, вероятно, значение как материал для минерализации и репликации под воздействием поровых растворов.

Мелководные конкреции Балтийского моря отличаются от глубоководных конкреций океанов как по химическому составу, так и по масштабу развития конкреционного процесса. Результаты анализов по профилю конкреций выявили значительную изменчивость их структуры и состава, что в значительной степени обусловлено колебаниями количества и соотношения биогенных и терригенных компонентов, а также степенью минерализации биогенного материала.

В связи с этим очевидно, что валовый анализ конкреций дает интегральную оценку их состава, но не отражает степени минерализации конкретных участков. Морфология конкреций и их состав определяются процессами взаимодействия между исходным вмещающим осадком, биогенным материалом и поровыми растворами, являющимися источником металлов.

Попытки считать, что именно развитие бактерий, вызывает отложение оксидов марганца и железа в результате своей жизнедеятельности, сталкивается с рядом внешних противоречий. Так, присутствие строматолитов, замещенных карбонатами и оксидами марганца в стратиграфическом разрезе осадочной оболочки Земли от глубокого докембрия и до третичного времени, показывает реальность замещения, по крайней мере, для комплексов цианобактерий. С другой стороны, в настоящей монографии приведены многочисленные примеры, как в марганцевых рудах замещены соединениями марганца и железа эвкариотные остатки. При этом конкреции могут быть сложены целиком остатками эвкариотных организмов и соответственно минерализованы, т.е. практически для развития минерализации с помощью жизнедеятельности микроорганизмов нет места. Поэтому мало показать, что в конкрециях присутствуют остатки микроорганизмов — следует доказывать, что они сами не являются объектом минерализации, а напротив, вызвали минерализацию своей жизнедеятельностью. До сих пор с таких позиций проблема не рассматривалась, но без реального ответа на этот вопрос она не решается.

Выше анализировались конкреции из сравнительно мелководных зон Балтийского моря. Но в море изучены и железомарганцевые образования из сравнительно глубоководных районов, в частности, из центральной Балтики, из Ландсортской впадины, где в восстановленных осадках развиты марганцевые карбонаты, марганцевые сульфиды, железистые карбонаты и др. Используя материалы Е. Зюсса [454], мы можем кратко проанализировать эти данные. В Ландсортской впадине и ряде других бескислородных впадин (рис. 1) трубками вскрыта последовательность тонких ламинных слойков (фиг. 59). Именно в таких слойках в тонком срастании отлагаются Mn-карбонаты, фосфаты, сульфиды. Возможно, такие слойки подобны варвам, известным в Балтийском море. Изотопный анализ такого марганцевого карбоната показал  $\delta^{13}\text{C} = -13\text{‰}$ , что по мнению автора, указывает на его биогенное происхождение, прежде всего — вследствие микробильной продукции  $\text{CO}_2$ .

Изучение в СЭМ позволило установить формы проявления марганцевых карбонатов (фиг. 60) в виде шаровидных форм с поверхностным рисунком. Они образуют рассредоточенные скопления, причем, видимо, отчасти пустотелые (фиг. 61) в массе весьма тонкого, почти аморфного кремнезема. Фотография кремнезема представлена на фиг. 62. Считается, что такой кремнезем собственно не биогенное образование, но может быть продуктом разрушения спикул губок. В ламинах также встречаются кристаллы сульфидов марганца (фиг. 63).

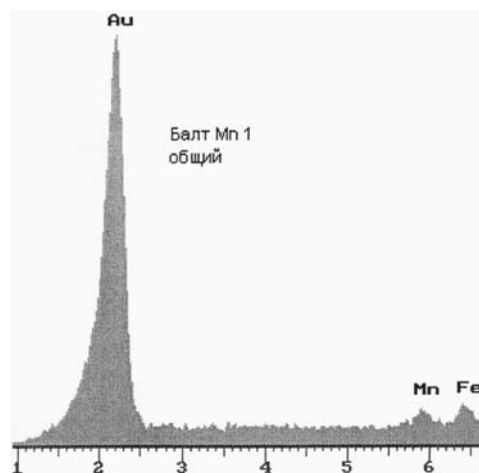
В порах рассматриваемых илов установлено высокое содержание растворенного Mn за счет высокой сульфат-редукции, что, в общем было известно и ранее. Но присутствие кристаллических марганцевых сульфидов представляется достаточно необычным, поскольку речь идет о весьма низкотемпературных условиях, исключающих появление их в результате метаморфизма.

Переработка органического материала в закрытых пространствах могла привести к концентрации биогенного фосфора и отложению железистых фосфатов. Но эти фосфаты не образуют кристаллических фаз даже при содержании  $\text{PO}_4$  более 10%. Вместе с тем, это еще пример того, что в биогенных осадках судьбы марганца и фосфора весьма близки.

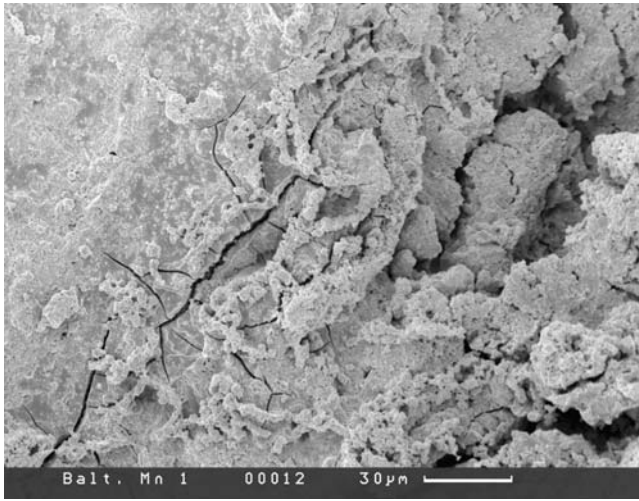
Данные по марганцевой минерализации в Ландсортской впадине непосредственно не ведут к пониманию формирования железо-марганцевых концентраций, но все же обращают внимание на обогащенные органическими остатками сланцевые отложения, как вероятное место локализации таких месторождений, подобно тем, что описано ниже в докембрийских отложениях КНР.



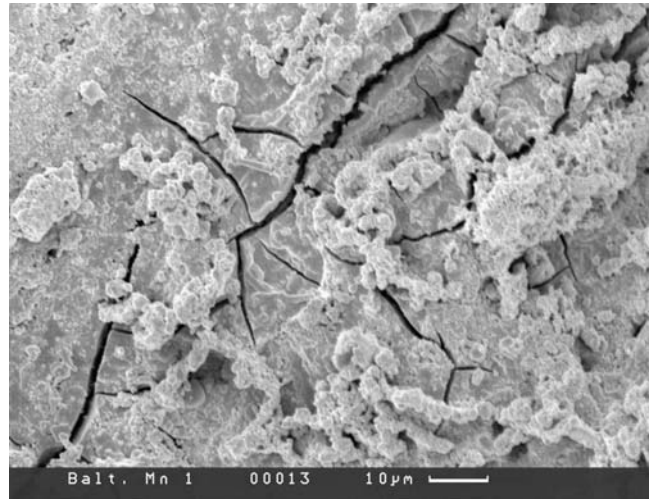
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ конкреции Balt Mn 1 (Финский залив)



Фиг. 2. ЭДС этой конкреции с железо-марганцевой минерализацией

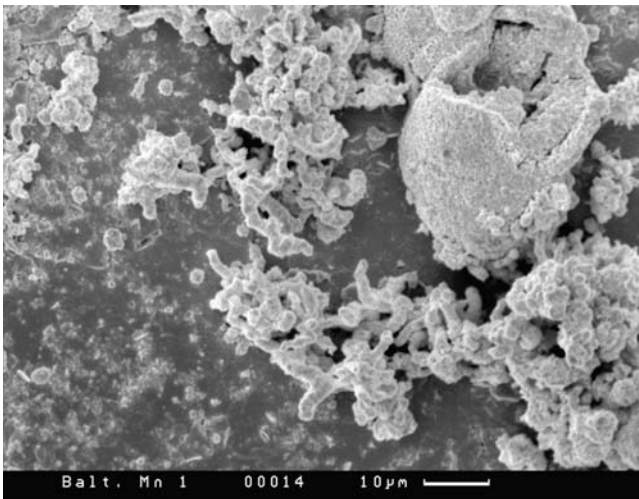


Фиг. 3.



Фиг. 4.

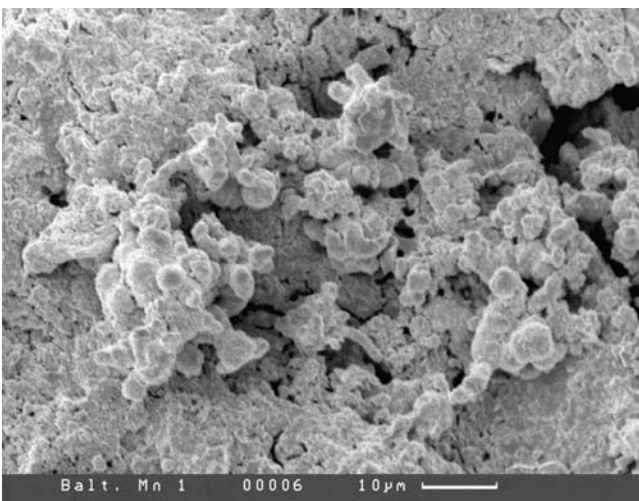
Фиг. 3–13. Различные бактериоморфные образования на поверхности скола concreции



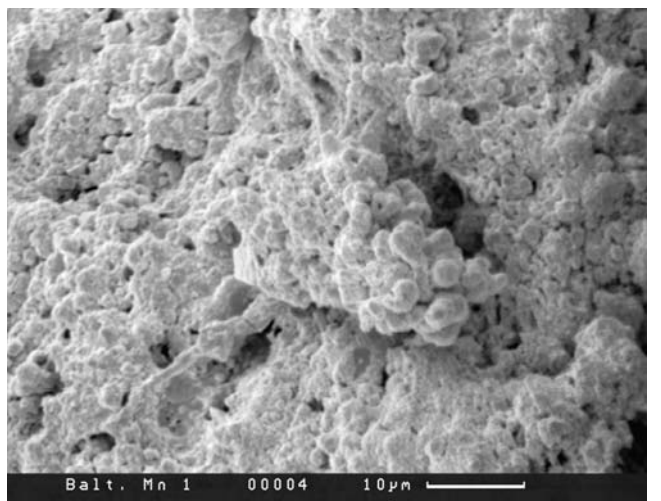
Фиг. 5.



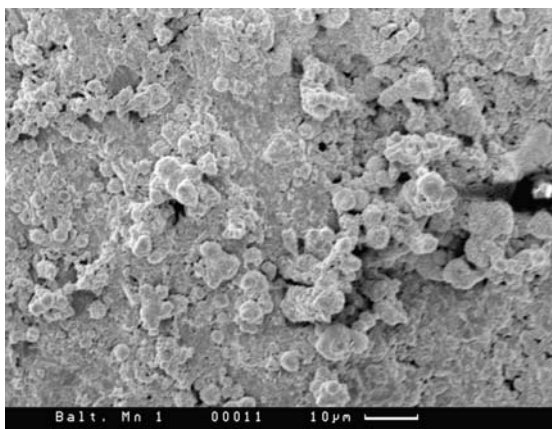
Фиг. 6.



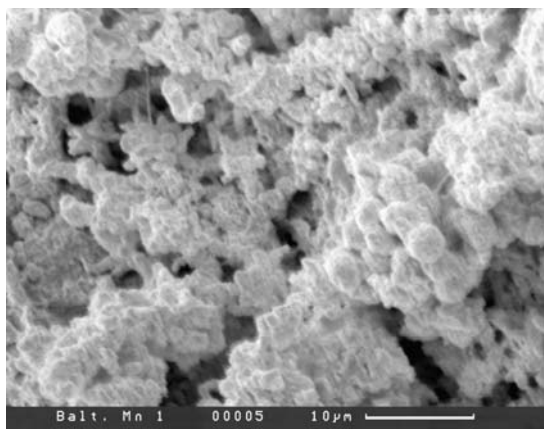
Фиг. 7.



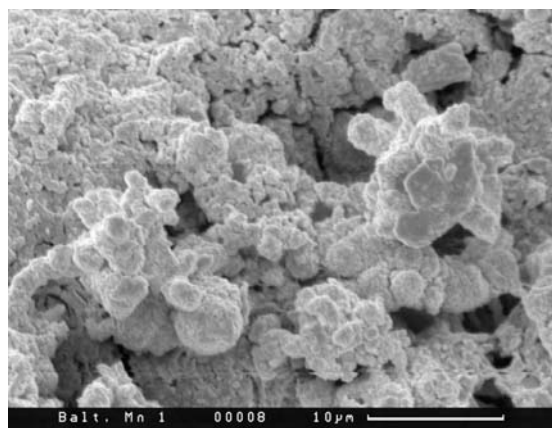
Фиг. 8.



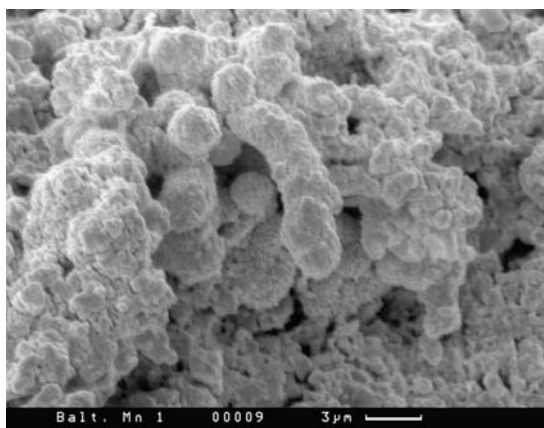
Фиг. 9.



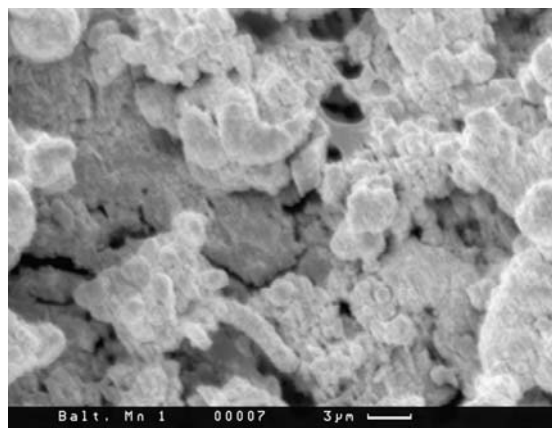
Фиг. 10.



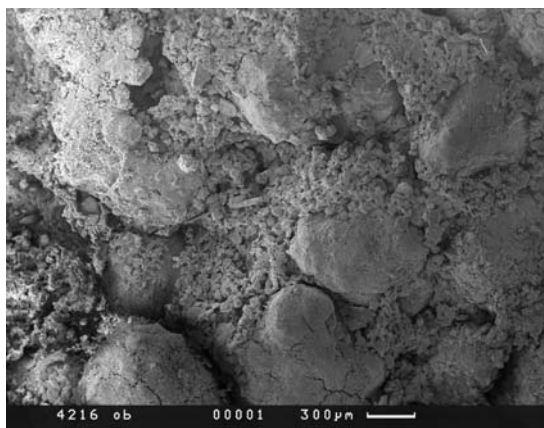
Фиг. 11.



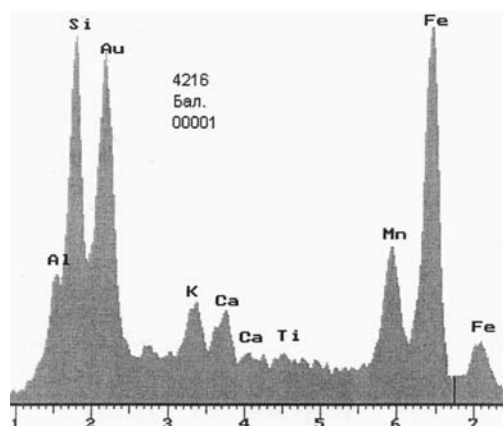
Фиг. 12.



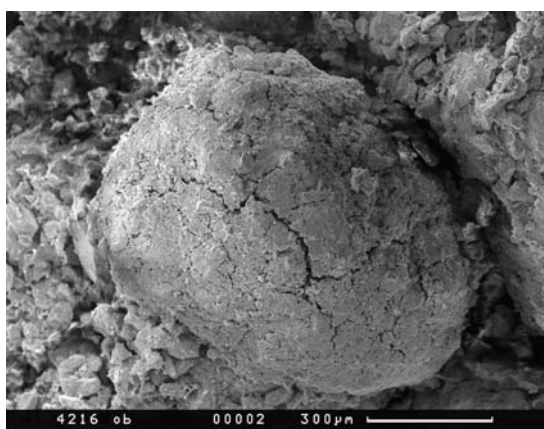
Фиг. 13.



Фиг. 14. Мелкая конкреция сложного строения — обр. 4216 в СЭМ

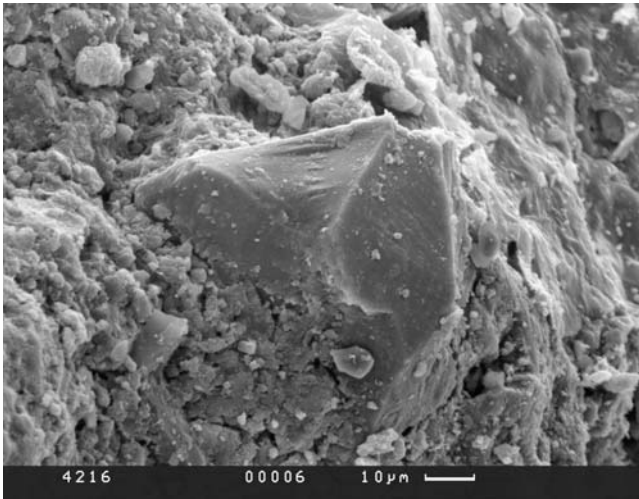


Фиг. 15. ЭДС этой части с превалированием железа над марганцем, высоким содержанием кремния, заметным содержанием алюминия, кальция и калия

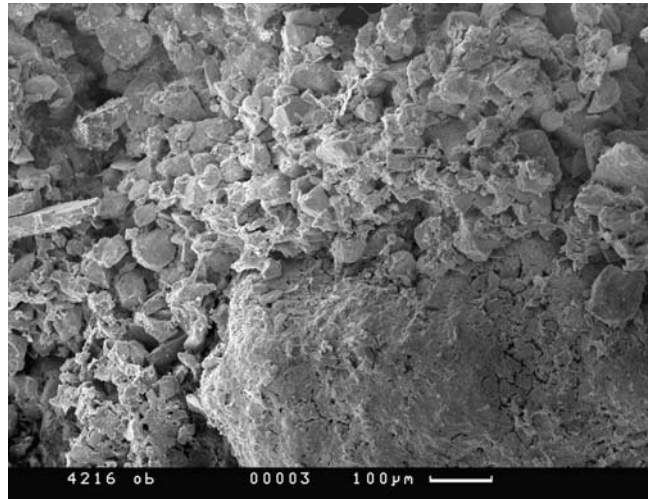


Фиг. 16. Небольшая конкреция в общей массе

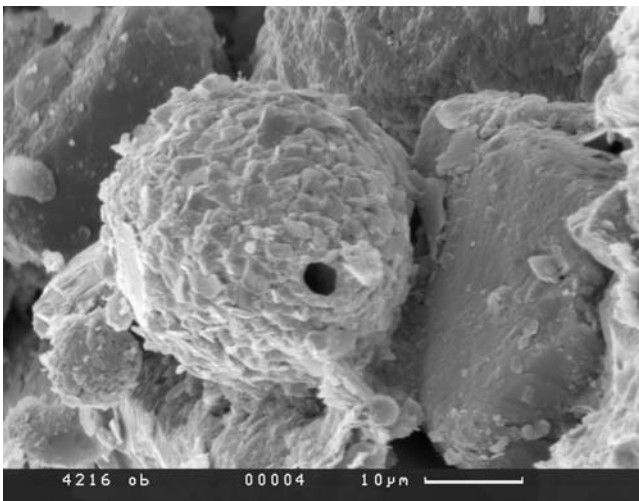




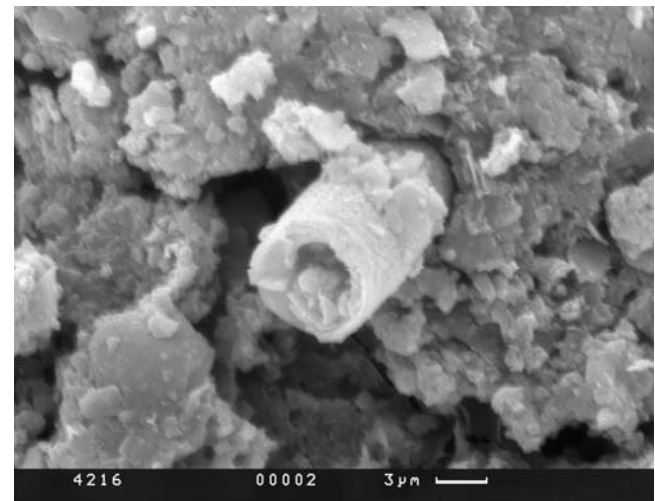
Фиг. 17. Кварцевый обломок в конкреции  
(в центре)



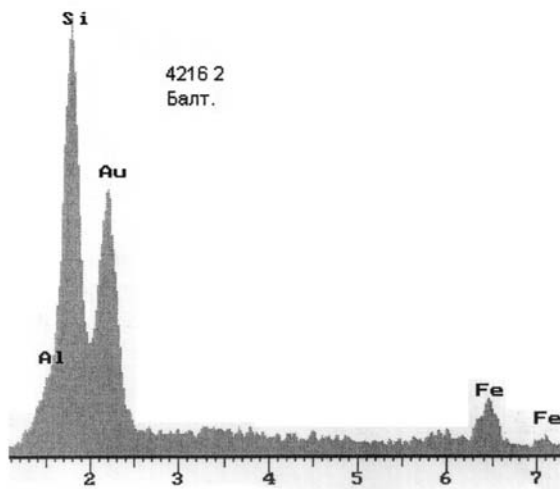
Фиг. 18. Заполняющая масса между микроконкре-  
циями (в левой части снимка)



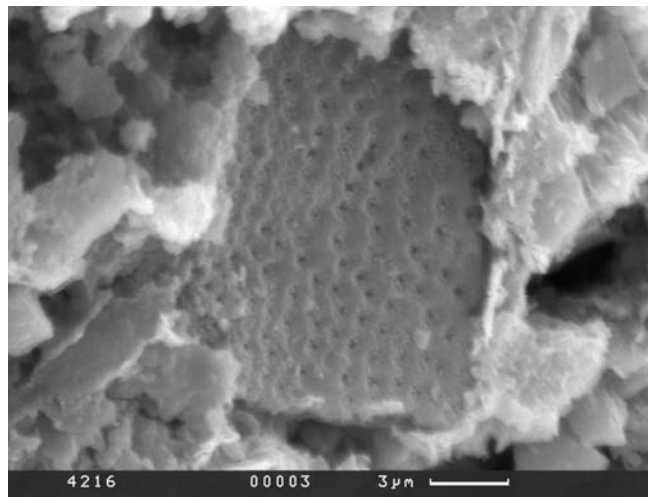
Фиг. 19. Образование типа цисты



Фиг. 20. Часть спикулы губки(?)

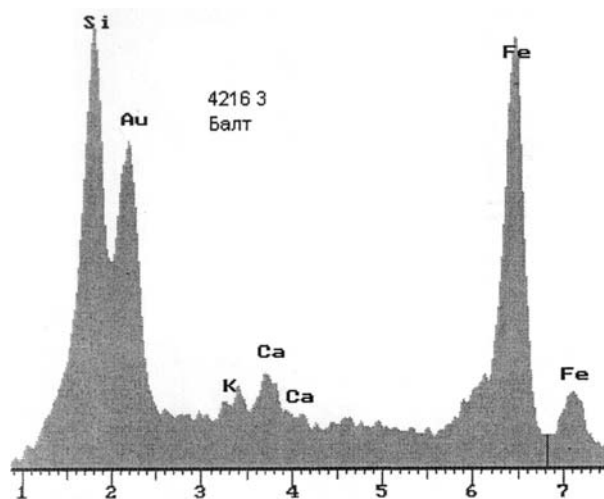


Фиг. 21. Ее ЭДС, указывающий на существенно  
кремнистый состав, при низкой железной  
минерализации

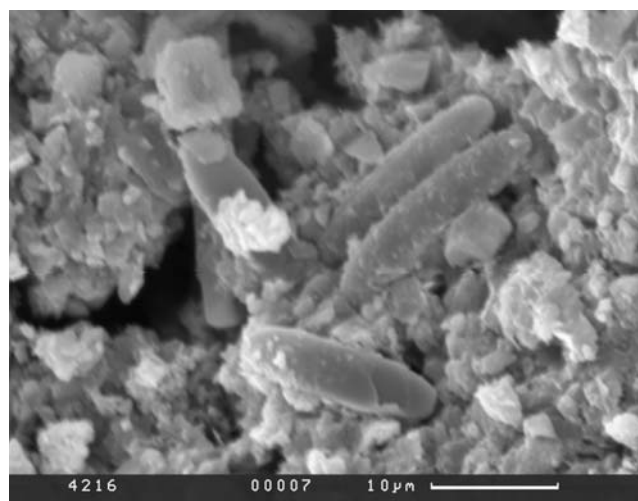


Фиг. 22. Фрагмент органического остатка,  
возможно, панциря диатомовой водоросли

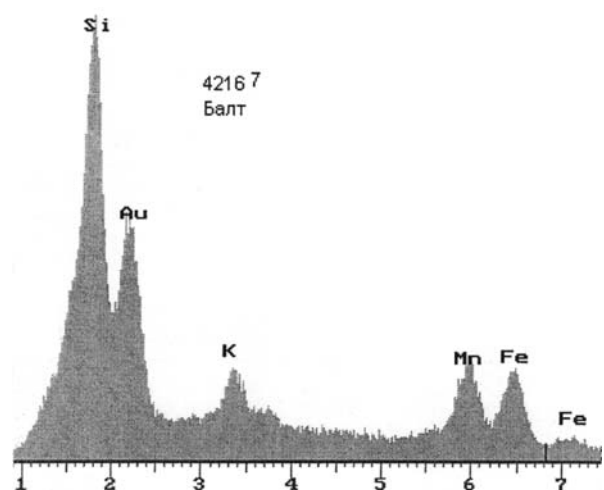




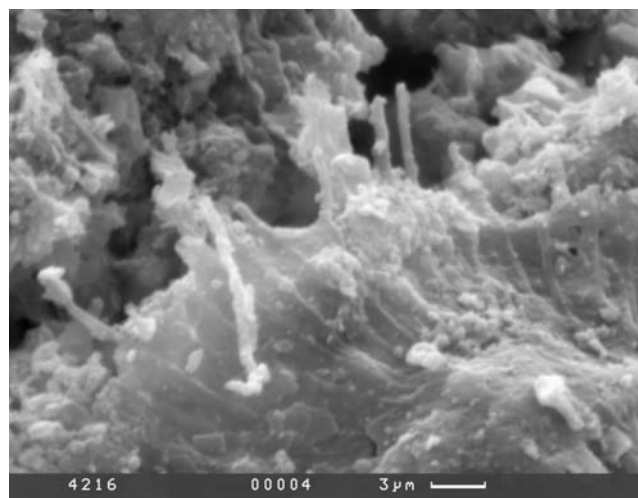
Фиг. 23. ЭДС этого фрагмента с резким преобладанием железа над марганцем и высоким содержанием кремнезема



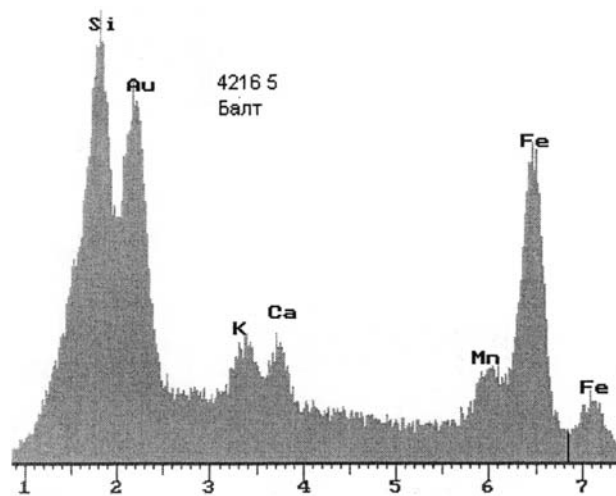
Фиг. 24. Серия органических остатков, возможно, диатомовых водорослей



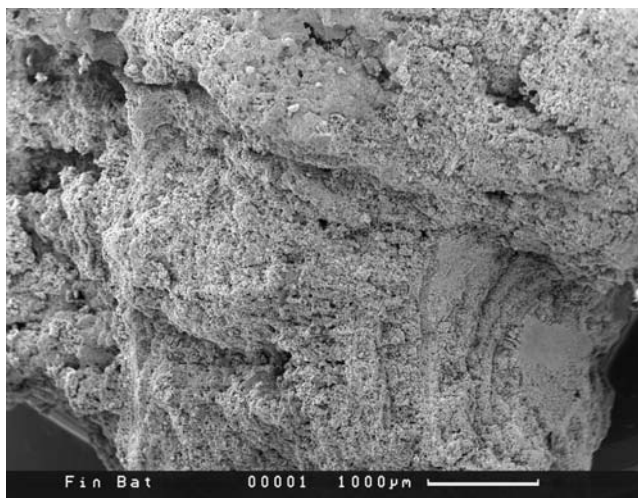
Фиг. 25. ЭДС этого участка, примерно с равными небольшими концентрациями железа и марганца и весьма значительными — кремнезема



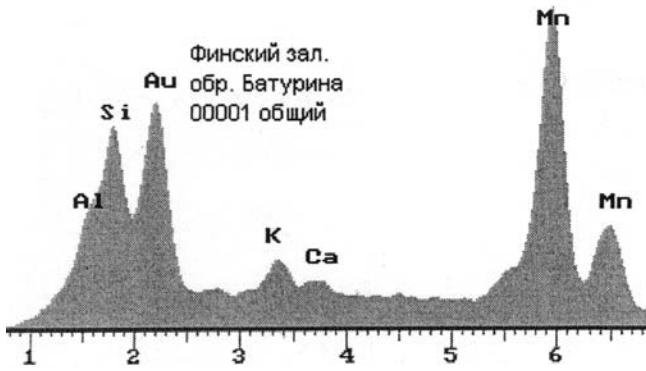
Фиг. 26. Серия тонких нитчатых форм на фоне гелеобразной массы (бактерии в гликокаликсе)



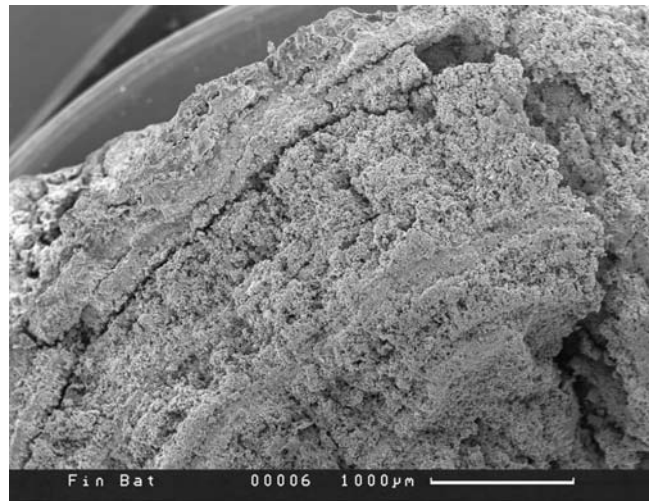
Фиг. 27. ЭДС этого участка с высокой концентрацией железа и низкой — марганца, при высоком содержании кремнезема и сравнительно высоком кальции и калии



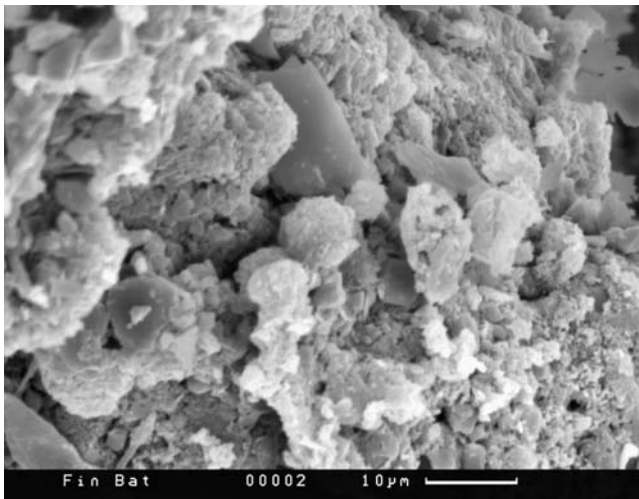
Фиг. 28. Другая конкреция из Финского залива



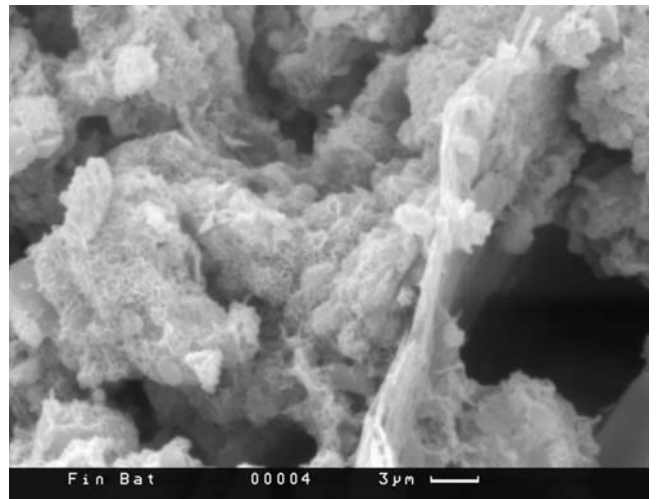
Фиг. 29. Ее ЭДС с высоким содержанием марганца, низким — железа, довольно высоким — кремнезема и алюминия



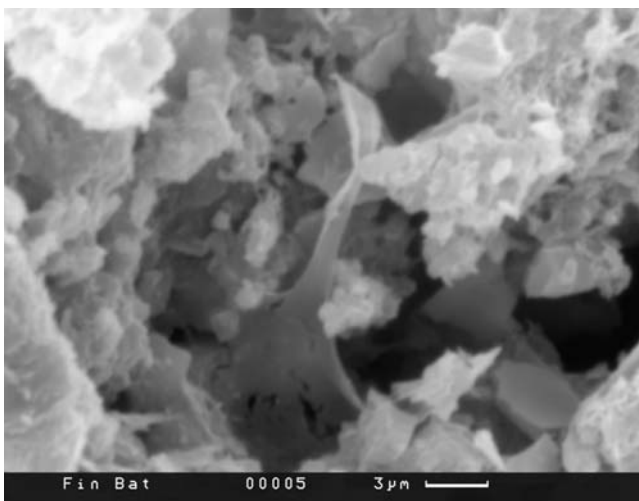
Фиг. 30. То же, но более детально, с хорошо проявленным концентрически-зональным строением



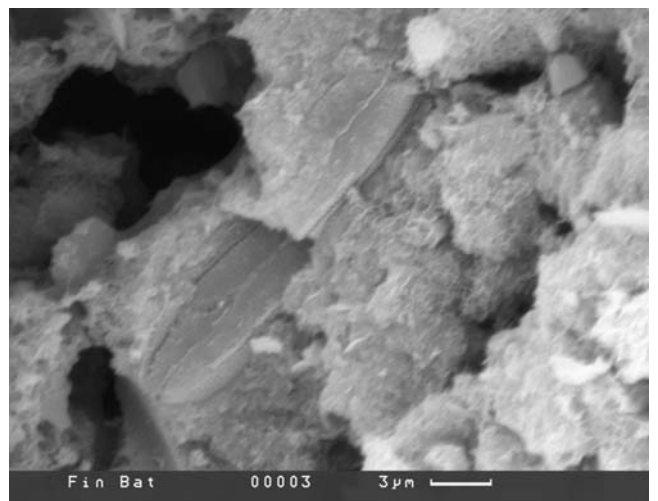
Фиг. 31. Фиг. 31–33. Более детально: строение основной массы конкреции, видимо, с участием остатков организмов



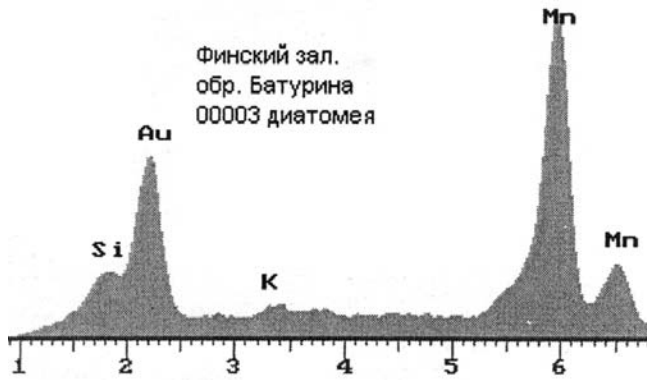
Фиг. 32.



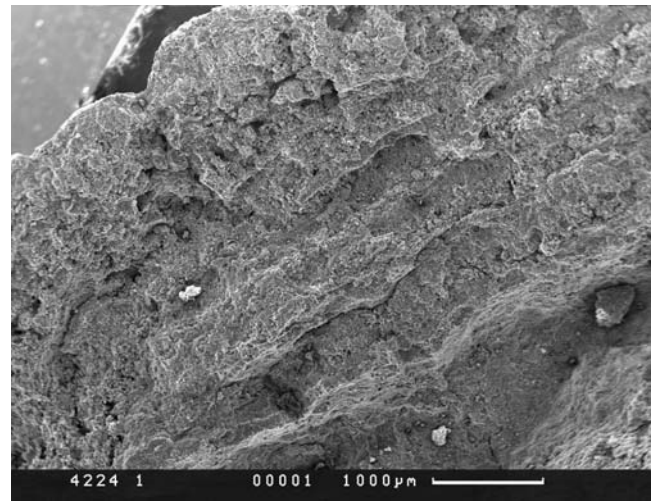
Фиг. 33.



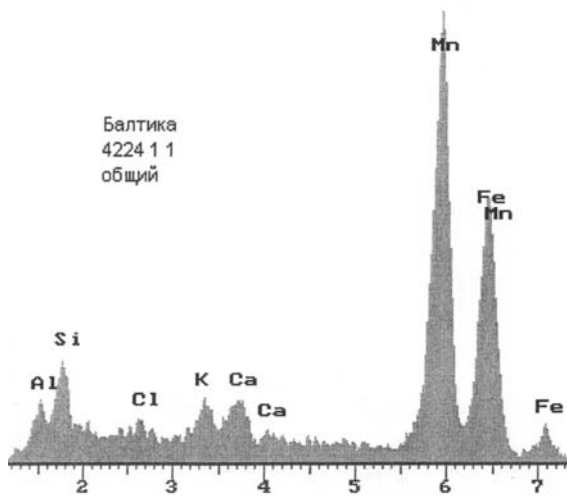
Фиг. 34. Остатки диатомовых водорослей в основной массе



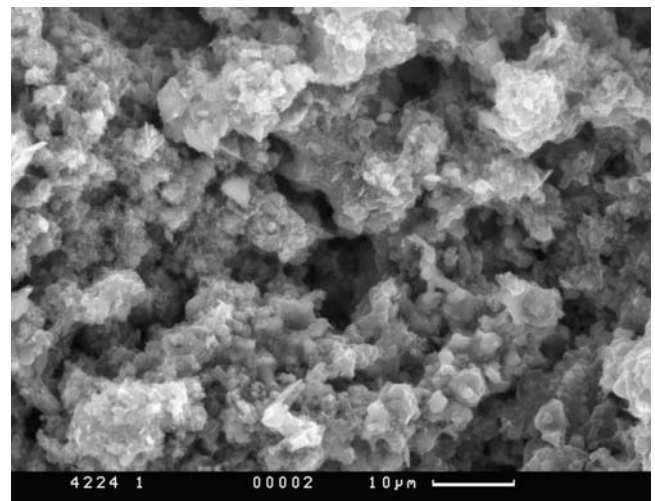
Фиг. 35. ЭДС этих остатков, с высоким содержанием марганца и сравнительно низким — кремнезема



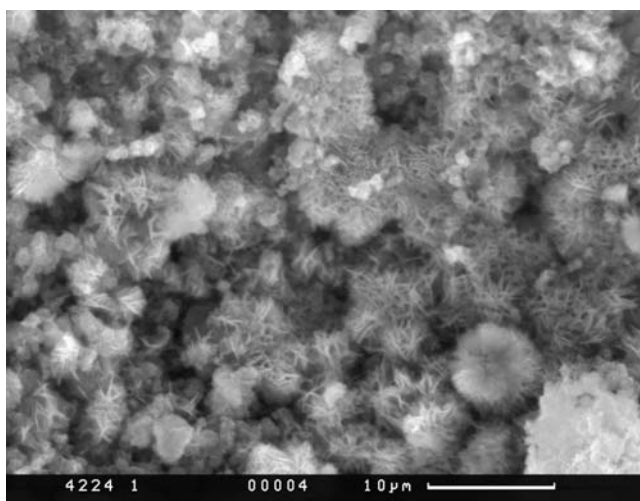
Фиг. 36. ЖМ конкреция из бассейна Борнхольм, обр. 4224. 1— общий вид в СЭМ



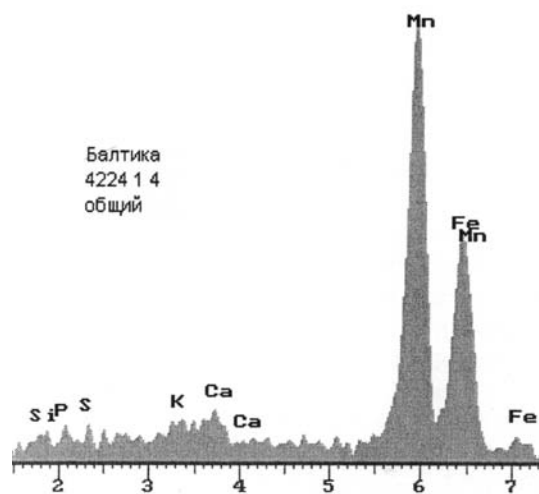
Фиг. 37. ЭДС этой части — высокая степень минерализации марганцем и железом при низком содержании кремнезема и алюминия



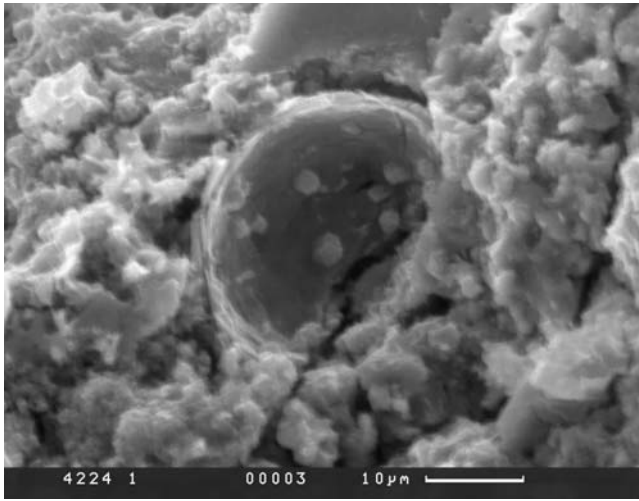
Фиг. 38. Строение основной массы конкреции при относительно большем увеличении



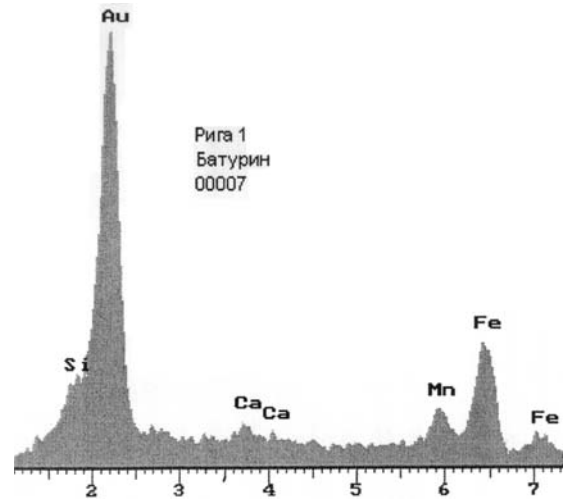
Фиг. 39. То же, коковидные формы с леписферами



Фиг. 40. ЭДС этих форм с высоким содержанием марганца и железа и низкими — всех остальных компонентов



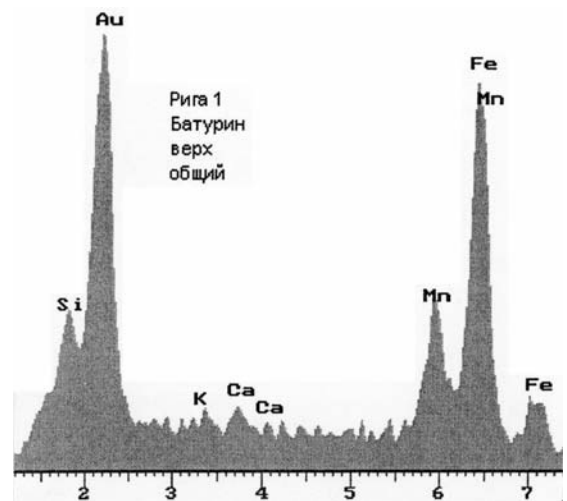
Фиг. 41. Диатомея в конкреции



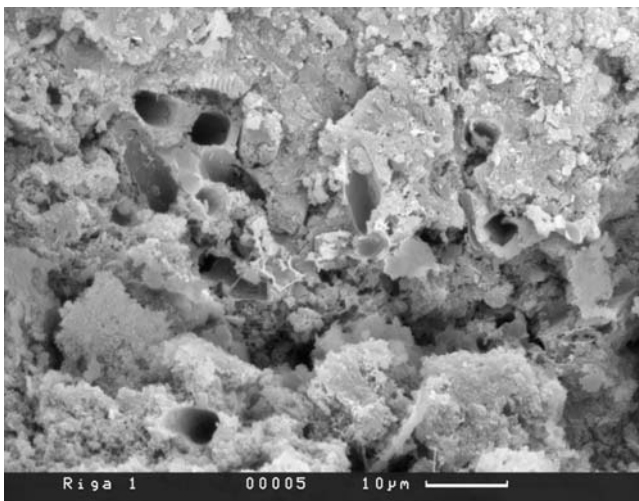
Фиг. 42. Ее ЭДС: преимущественная минерализация железом, меньше марганцем



Фиг. 43. Конкреция из Рижского залива — обр. Riga 1 в СЭМ

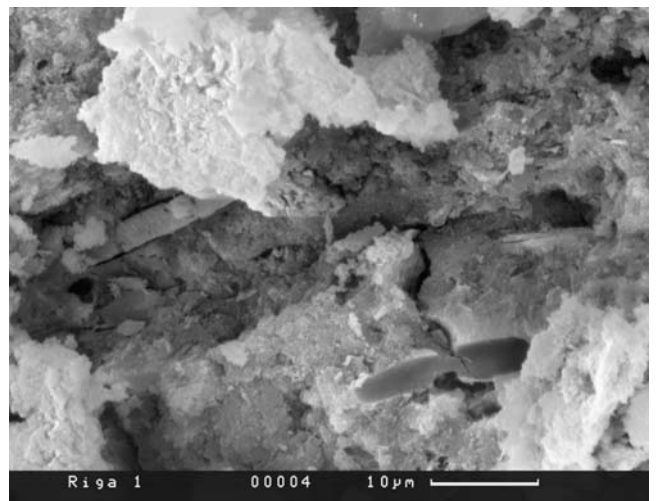


Фиг. 44. ЭДС этого участка с преобладанием железа над марганцем и сравнительно высоким кремнеземом

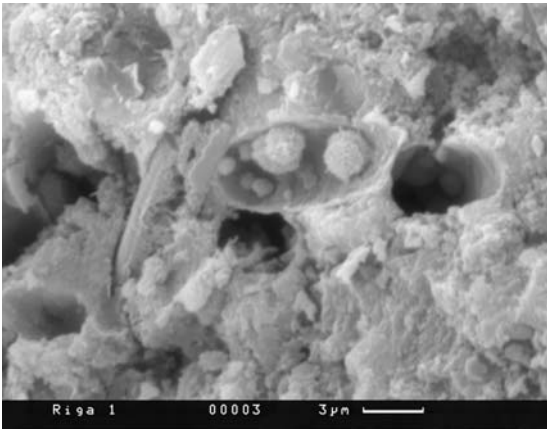


Фиг. 45.

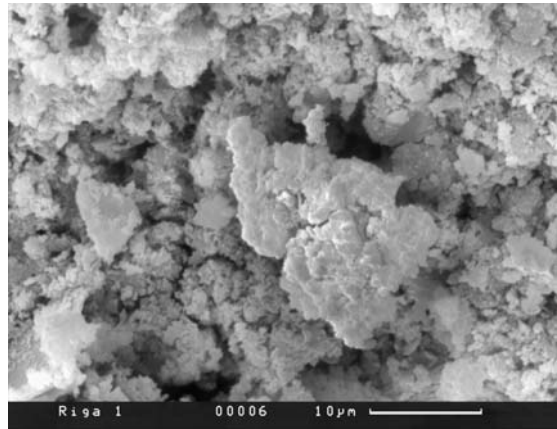
Фиг. 45–48. Разные участки конкреции с различными органическими остатками



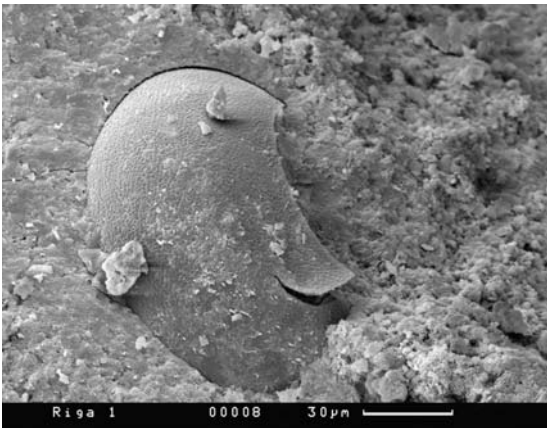
Фиг. 46.



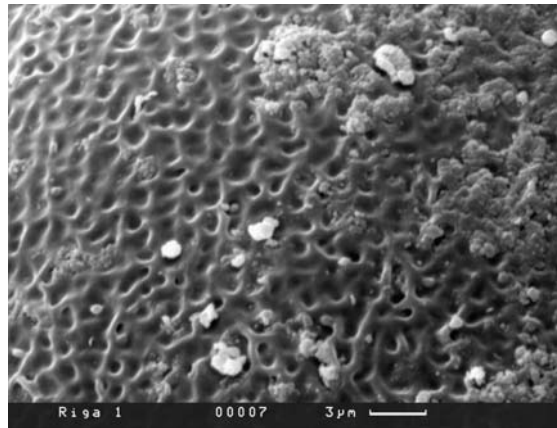
Фиг. 47.



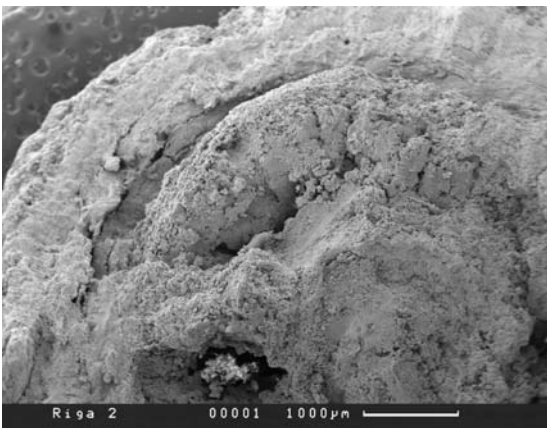
Фиг. 48.



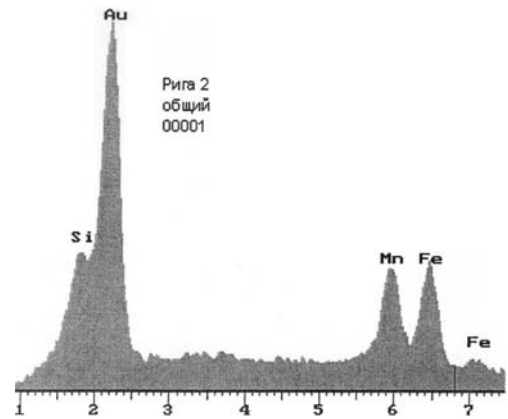
Фиг. 49. Органический остаток, возможно, диатомовая водоросль



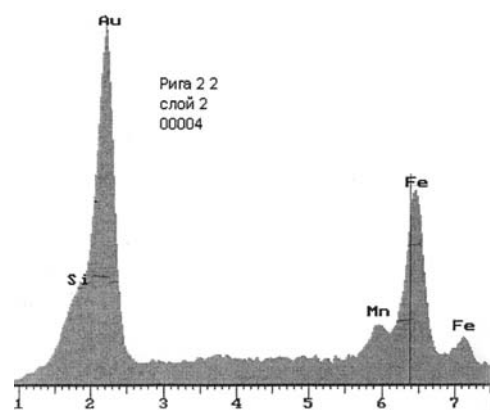
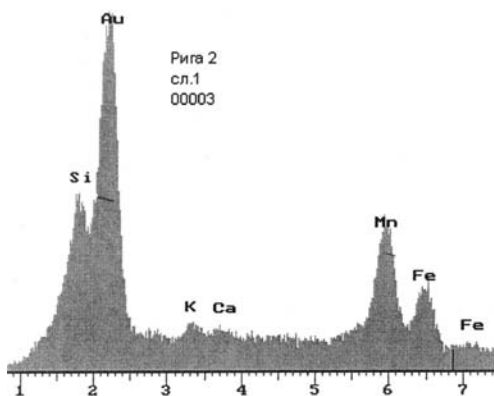
Фиг. 50. То же, более детально



Фиг. 51. Обр. Riga 2 в СЭМ



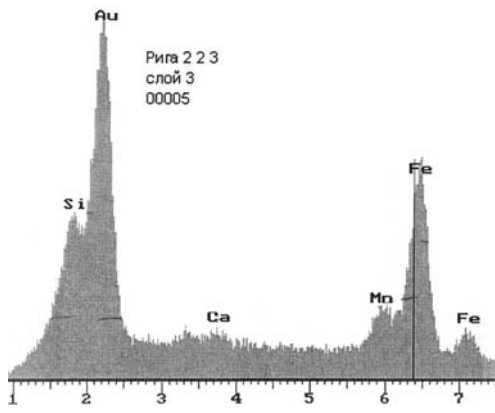
Фиг. 52. ЭДС этой части — примерно равное количество железа, марганца и кремнезема



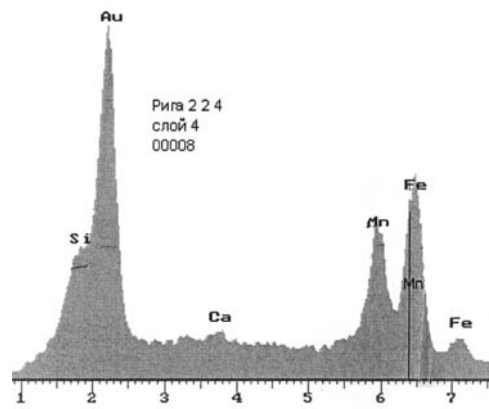
Фиг. 53-1. Фиг. 53. Профиль ЭДС последовательно по разным зонам — от поверхности к центру. Видны резкие колебания содержаний основных компонентов по профилю

Фиг. 53-2.

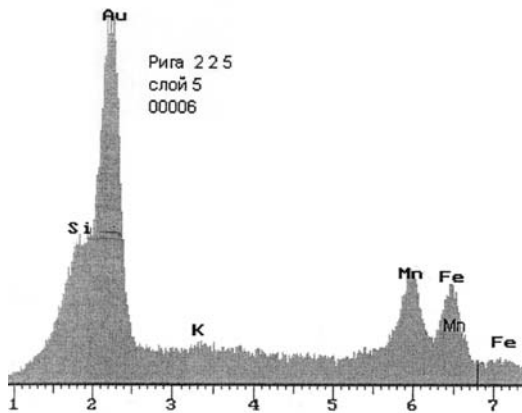




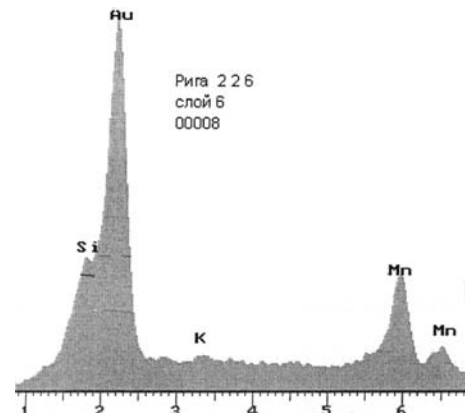
Фиг. 53-3.



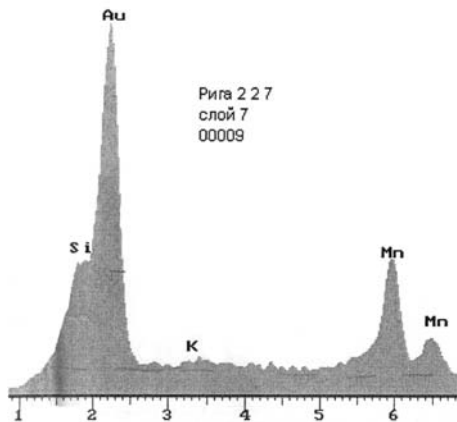
Фиг. 53-4.



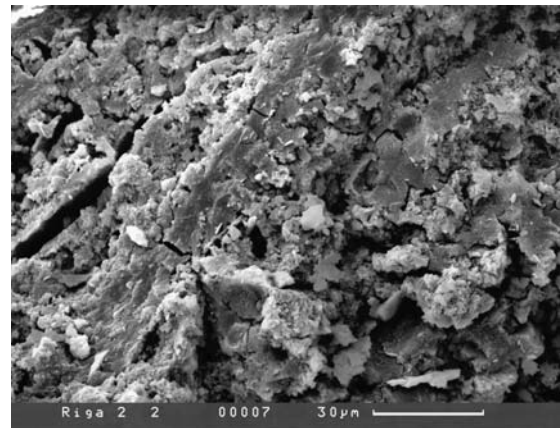
Фиг. 53-5.



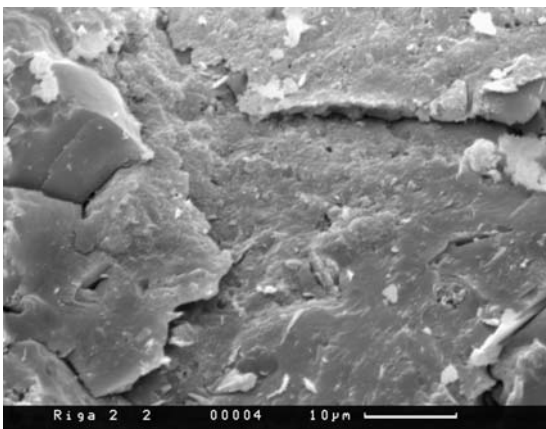
Фиг. 53-6.



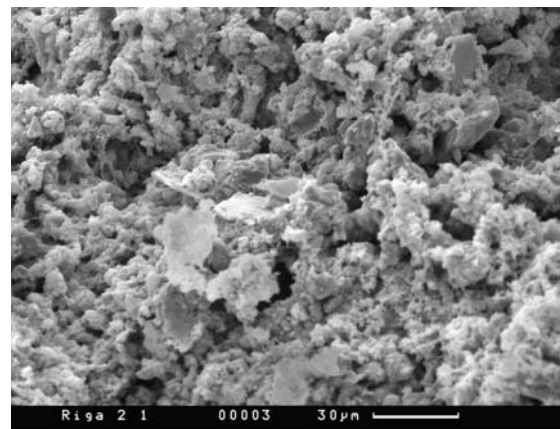
Фиг. 53-7.



Фиг. 54–56. Разные по плотности зоны конкреции

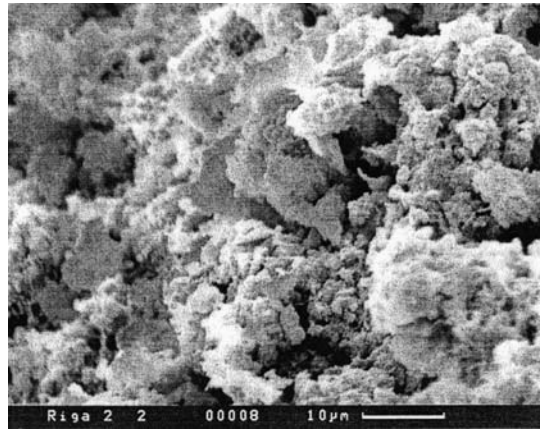
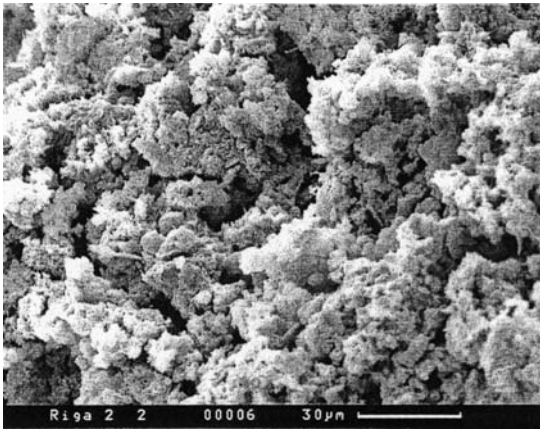


Фиг. 55.

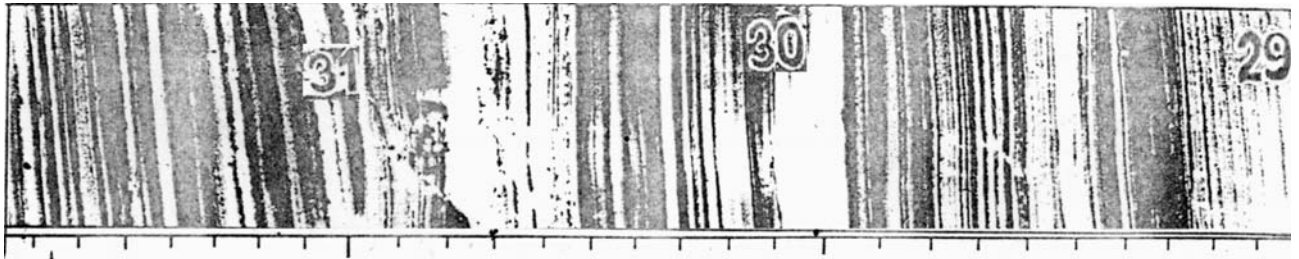


Фиг. 56.

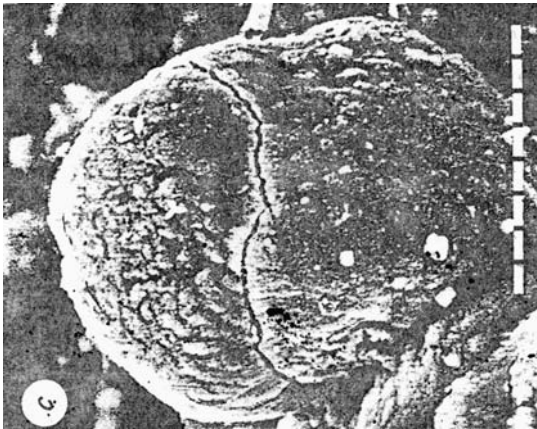




Фиг. 57–58. Рыхлые зоны конкреции при большом увеличении с вероятными остатками микроорганизмов



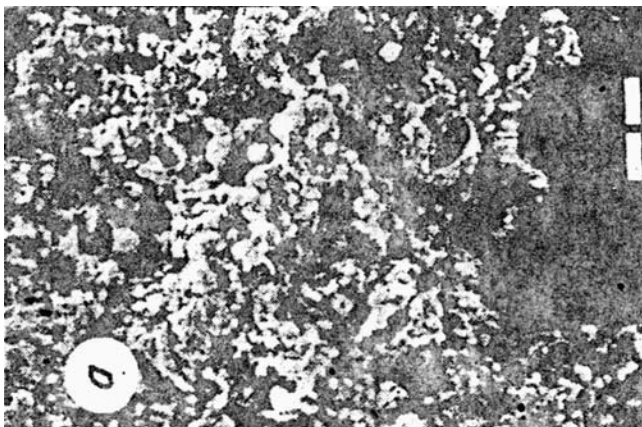
Фиг. 59. Радиография колонки тонколаминных марганцевоносных осадков впадины Лансорт, Балтийское море. Шкала в см.



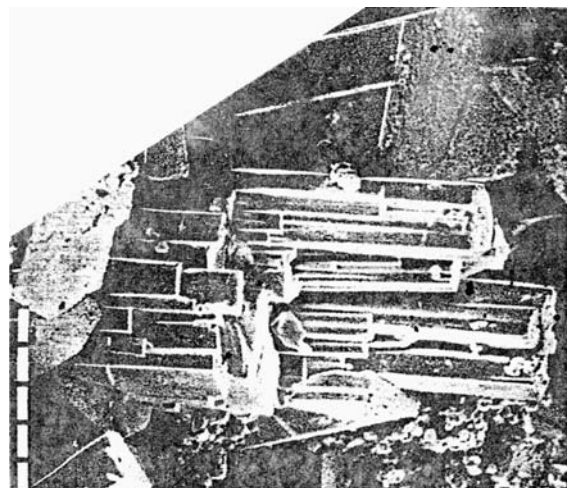
Фиг. 60. Шаровидное обособление (конкреция) марганцевого карбоната (из ламинных слоев) в СЭМ. Шкала — 10 мкм



Фиг. 61. То же, серия таких обособления в аморфном кремнеземе



Фиг. 62. Скопления аморфного кремнезема



Фиг. 63. Евгедральные кристаллы MnS из ламинных слоев. Шкала — 50 мкм

### 3.6.2. Железомарганцевые конкреции Белого моря

*Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Белое море, площадь которого составляет 90 тыс км<sup>2</sup>, является наименьшим из арктических морей и состоит из двух частей — северной и южной, соединенных узким (шириной 45–65 км) мелководным (30–50 м) проливом, носящим название Горло. В состав южной части моря входит Центральная впадина с глубинами более 100 м, Кандалакшский залив и две губы — Двинская и Онежская (рис. 1).

Рельеф дна моря неровный; глубины значительно меняются как между отдельными районами, так и внутри них. В Горле имеются вытянутые вдоль оси пролива подводные аккумулятивно-эрозионные желоба и гряды, чередующиеся с отдельными поднятиями и котловинами. Южная часть моря также имеет сложный рельеф, обусловленный структурно-тектоническими особенностями кристаллического фундамента и распределением ледниково-обломочного валунного и моренного материала [220].

Донные отложения моря описаны многими исследователями [99, 158, 6, 267, 152, 153, 155, 220, 122].

Согласно накопленным данным, осадки Белого моря распределяются по площади дна неравномерно и включают в себя все гранулометрические разновидности, от валунно-галечных до пелитовых. В Горле северной части моря преобладают пески (>70% песчаной фракции), в центральной глубоководной зоне — илы (<10% песчаной фракции). Но по составу практически все осадки терригенные. Содержание в них карбоната кальция составляет преимущественно 0,1–5%, опалового кремнезема 0,7–2,9%, органического углерода 0,14–1,50% [Невеский и др., 1977].

Железомарганцевые конкреции на дне Белого моря были известны в первой половине прошлого века [99, 182, 158] и позднее изучались также другими исследователями [267, 335, 123, 271].

Конкреции и реже корки приурочены главным образом к алевритовым пескам и песчаным алевритам и встречаются в нескольких участках. Основным из них является южная часть Горла, где находится целое конкреционное поле. Конкреции распространены также вдоль западной окраины Центрального бассейна, вдоль северо-западной окраины Кандалакшского залива и в южной части Двинской губы.

По морфологическим признакам выделены следующие разновидности конкреций [Гуревич, Яковлев, 2005]:

- лепешковидные с галечным ядром, диаметром до 10–15 см;
- лепешковидные, обрастающие раковины двустворчатых моллюсков, диаметром до 5 см;
- трубчатые, развивающиеся по ходам червей, длиной 2–6 см и диаметром 1–2 см;
- микроконкреции диаметром 0,1–1 см и их сростки;
- корки по периметру галек (пояски);
- пленки на гальках, литотамниевых корках, створках моллюсков *Portlandica Arctica*.

Сведения о минеральном составе конкреций пока ограничены. Судя по сообщению Гуревича и Яковлева [123], в конкрециях идентифицированы следующие минералы: ферроксигит, гетит, пиролюзит, а также два редких минерала — реддингит  $(\text{Mn,Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \times 3\text{H}_2\text{O}$  и липсолит  $(\text{Fe,Mn})\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ .

Данные об основном химическом составе верхней, нижней и центральной части изученной нами крупной (6 см) лепешковидной конкреции с основного конкреционного поля, а также имеющиеся результаты других исследователей приведены в табл. 1.

Таблица 1.

## Основной химический состав конкреций, %

Компонент	Горшкова, 1931	Шнюков, 1987	Гуревич, Яковлев, 2005*		Наши данные		
			Обр. 1	Обр. 2	Верх	Низ	Центр
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.16	18.42	10.28	40.18	27.1	23.7	16.2
MnO <sub>2</sub>	14.83	12.54	15.46	0.68	10.85	14.15	20.15
SiO <sub>2</sub>	51.27	33.07	49.60	39.28	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	4.42	4.54	5.13	4.1	4.7	5.0
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.38	0.26	0.34	0.26	0.26	0.32
CaO	3.32	2.77	1.49	0.84	2.1	2.1	2.2
MgO	2.21	2.52	1.94	0.60	1.5	1.6	1.8
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.85	2.58	1.34	1.7	1.7	1.6
K <sub>2</sub> O	0.88	0.88	1.43	0.60	1.4	1.4	1.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.22	1.58	0.99	0.14	1.8	1.9	1.1
CO <sub>2</sub>	3.11	2.35	–	–	–	–	–
C <sub>орг</sub>	0.17	0.24	–	–	–	–	–
S <sub>мин</sub>	0.24	0.20	–	–	0.12	0.12	0.10
H <sub>2</sub> O	4.26	–	10.07	10.29	–	–	–

\* Примечание: Образцы 1, 2 – северная и южная прибрежная часть Двинской губы.

Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> во всех конкрециях, кроме одной, меняется в пределах 10,28–27,1% и MnO<sub>2</sub> в пределах 10,85–15,46%. Конкреция с южной мелководной части Двинской губы отличается от остальных повышенным содержанием оксида железа (40,11%), пониженным содержанием марганца (0,68%), а также кальция, магния, калия и фосфора. Содержание натрия колеблется в рассматриваемых конкрециях наиболее значительно, от 0,48 до 2,58%, а содержание всех прочих макрокомпонентов относительно стабильно (при исключении одного вышеописанного образца) и меняется в пределах 1,5–2 раза.

Микроэлементный состав конкреций Белого моря был изучен ранее лишь частично, в связи с чем нами были выполнены дополнительные более полные анализы этих образований на 32 элемента (табл. 2). По некоторым из них имеются данные, полученные предшествующими исследователями, что позволяет сопоставить результаты.

По нашим определениям, полученным методом индуктивно-связанной плазмы в сочетании с масс-спектрометрией, содержание в конкрециях Mo, Ni, Zn, Ga, Sr оказалось заметно выше, а Th и W ниже, чем сообщалось ранее. По ряду других элементов (Co, Si, Pb, Cr, V, U) получены сопоставимые результаты.

Распределение большинства микроэлементов в различных частях изученной нами конкреции оказалось неравномерным. Верхняя часть конкреции относительно обогащена элементами-гидролизатами (Sc, La, Y, Th, Zr), а также рядом тяжелых металлов (Ba, Bi, Nb, Pb, Ta, V, W). Нижняя часть конкреции относительно обогащена только тремя элементами (As, Be, Sn). В центральной части конкреции происходит накопление цветных металлов (Cu, Ni, Zn, Mo), щелочных металлов (Li, Rb, Cs), а также Cd, Cr, Ga, Sb, Tl.

Очевидно, такое накопление микроэлементов в центральной части конкреции обусловлено тем, что она существенно обогащена оксидом марганца (20,5%) по сравнению с верхним и нижним слоем.

### Результаты изучения в СЭМ конкреций Белого моря

Изучена одна конкреция, довольно крупная по размерам, поэтому пришлось сделать монтаж из снимков ее частей в СЭМ (фиг. 1). Отчетливо видно, что она довольно грубого концентрически-зонального строения. Выделяются участки более плотных и менее плотных зон, иногда с проявлением столбчатости, почти перпендикулярной зональности, т.е. ориентированной центростремительно. Вместе с тем частично наблюдается нарушение этой зональности. На

Таблица 2.

## Содержание микроэлементов в конкрециях г/т

Элемент	Страхов и др., 1968		Штеренберг и др. 1975	Гуревич, Яковлев, 2005		Наши данные		
	Обр. 1	Обр. 2		Обр.1	Обр.2	Верх	Низ	Центр
Ag	–	–	–	–	–	0.30	0.086	0.31
As	–	–	–	–	–	262	271	135
Ba	–	–	–	–	–	675	618	653
Be	–	–	–	–	–	0.45	0.90	0.44
Bi	–	–	–	–	–	0.20	0.15	0.18
Cd	–	–	–	–	–	0.99	0.57	1.5
Co	30	10	ПО	10	<10	ПО	107	ПО
Cr	31	37	31	100	400	60.6	48.2	70.2
Cs	–	–	–	–	–	0.80	0.84	1.1
Cu	16	10	21	20	<20	6.5	9.4	18.2
Ga	11	18	11	–	–	79.7	63.6	104
Hf	–	–	–	–	–	4.3	1.5	4.6
La	–	–	–	–	–	42.0	37.8	30.3
Li	–	–	–	–	–	44.9	45.5	58.1
Mo	20	–	64	30	10	81.1	83.1	172
Nb	–	–	–	–	–	6.6	4.9	5.8
Ni	35	31	58	50	<50	69.6	76.4	105
Pb	8	8	8	10	60	17.7	14.4	9.9
Rb	–	–	–	–	–	26.0	27.3	30.2
Sb	–	–	–	–	–	4.2	3.5	6.5
Sc	–	–	–	–	–	8.3	5.7	7.3
Sn	–	–	–	–	–	0.68	0.76	0.55
Sr	–	–	–	100	120	602	609	530
Ta	–	–	–	–	–	0.76	0.44	0.60
Th	–	–	–	22	14	7.1	6.7	6.5
Tl	–	–	–	–	–	3.7	2.9	6.4
U	–	–	–	2	10	2.8	2.3	2.9
V	224	67	180	100	100	245	230	200
W	44	31	44	–	–	4.4	3.9	4.1
Y	–	–	–	–	–	29.4	22.9	20.4
Zn	51	58	51	–	–	101	94.8	106
Zr	–	–	–	–	–	139	52	128

фиг. 2 представлен ЭДС верхней плотной зоны, где явно доминирует марганец над железом, при крайне высоких содержаниях хлора, небольших кальция, кремнезема, натрия и калия. Высокие содержания хлора обусловлены, как будет показано ниже, присутствием кристаллов соли. Заметны некоторые колебания содержаний кремнезема при более постоянном содержании кальция.

На фиг. 4–9 представлены разные участки конкреции – от центра к периферии с присущим им характерным сложением. На фиг. 4 и 5 представлены столбчатые участки. Создается впечатление, что такие обособления – результат специфичной цементации материала конкреции. Более плотные части (фиг. 6) местами пористые. ЭДС их показывает (фиг. 7) очень высокие содержания марганца.

Менее плотные участки состоят из относительно округлых фрагментов разного размера и часто содержат органические остатки (фиг. 8, 9). Уплотненные участки (фиг. 10) обогащены марганцем (фиг. 11) и хлором за счет присутствия морской соли. В плотных слоях часто встречаются

ся органические остатки, в том числе, видимо, остатки диатомовых водорослей (фиг. 12), а также столбчатые частицы, вероятно, биогенного происхождения (фиг. 13), обогащенные кремнеземом, железом и меньше марганцем (фиг. 14).

В другом участке плотной зоны (фиг. 15), где доминирует кремнезем, содержание железа и марганца почти одинаково (фиг. 16). Здесь же присутствуют неопределимые органические остатки (фиг. 17).

Наряду с этим наблюдаются рыхлые пористые участки (фиг. 18), обогащенные марганцем (фиг. 19). При большем увеличении видно, что они состоят из беспорядочно расположенных агрегатов агглютинированных округлых и угловатых част размером от менее 1 до до 10 мкм (фиг. 20). Другой относительно неплотный участок, показанный на фиг. 21, сложен более крупными (30–150 мкм в поперечнике) угловатыми обломочными частицами, видимо, терригенного происхождения, о чем свидетельствует высокое содержание в них кремния и алюминия (фиг. 22).

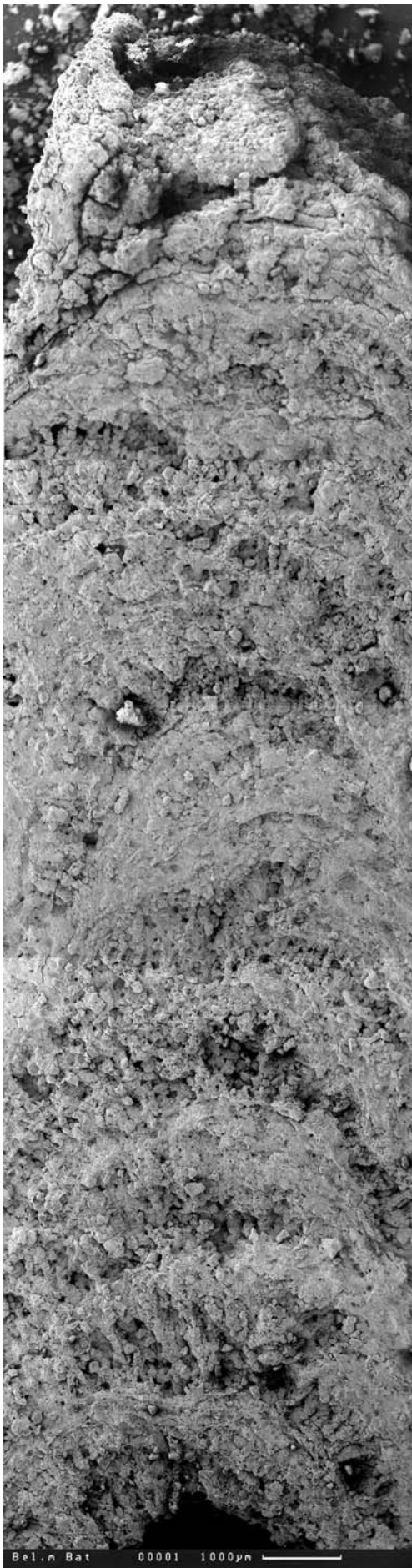
На некоторых участках образца поверхность минеральных частиц покрыта пленками соли (фиг. 23, 25), о чем свидетельствует ЭДС (фиг. 24).

На фиг. 26–28 показан фрагмент диатомовой водоросли, отделенный от более плотной массы расщелиной шириной 3–5 мкм, в которой сформировалась серия столбчатых частиц неизвестного состава. Анализ самого панциря свидетельствует о его умеренной минерализации марганцем и железом (фиг. 29). Целые панцири диатомей встречаются в конкреции редко (фиг. 30).

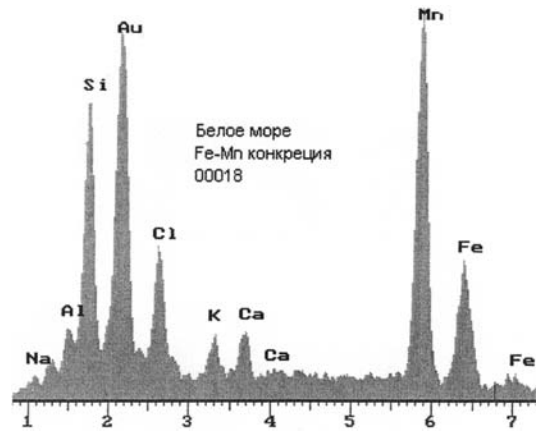
В рыхлых участках конкреции присутствуют кристаллы соли (фиг. 31, 33), что подтверждено ЭДС (фиг. 32, 34).

### **Заключения по результатам изучения в СЭМ**

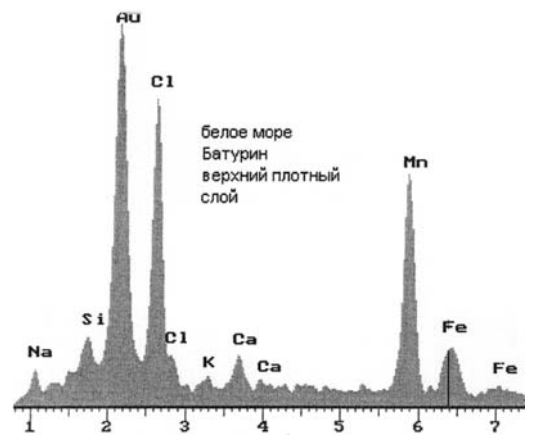
Описанная конкреция характеризуется концентрически-зональным строением подобно конкрециям из других морей. Наличие в ней органических остатков, хотя и трудно определимых, также характерно для морских конкреций. Чередование слоев и участков разной плотности и состава сопряжено с меняющимися условиями седиментогенеза и диагенеза в течение времени формирования конкреции. Наличие в рыхлых (и потому пористых) участках конкреции кристаллов морской соли обусловлено, вероятно, усыханием конкреций в течение времени их хранения, и подобные находки нередки в образцах со дна морей и океанов.



Фиг. 1. Общий вид конкреции в СЭМ

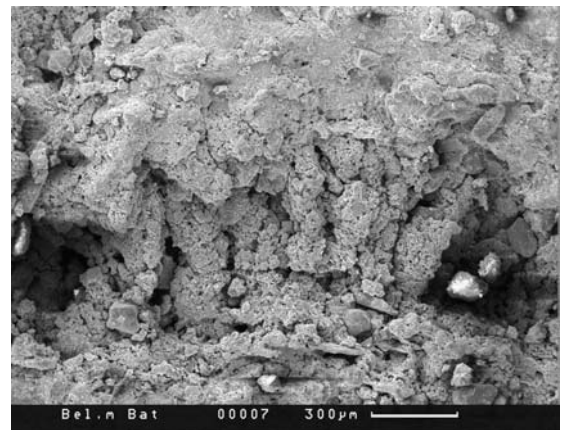


Фиг. 2.

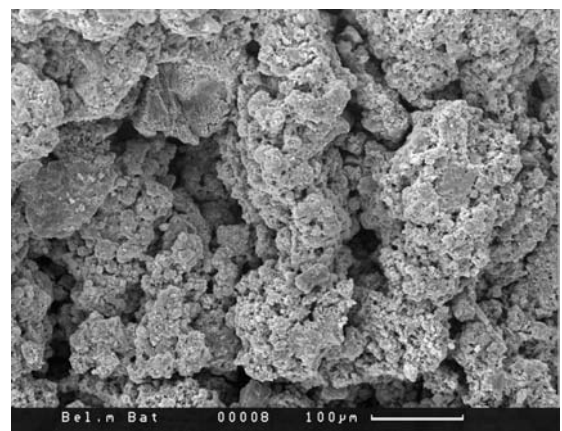


Фиг. 3.

Фиг. 2–3. ЭДС различных участков конкреции на  
фиг. 1. С высоким содержанием хлора

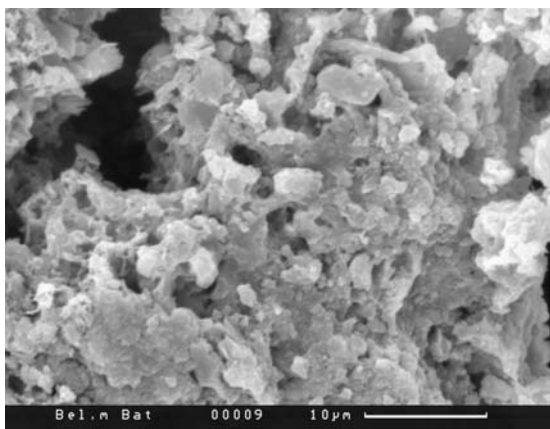


Фиг. 4. Столбчатые формы из отдельных зон

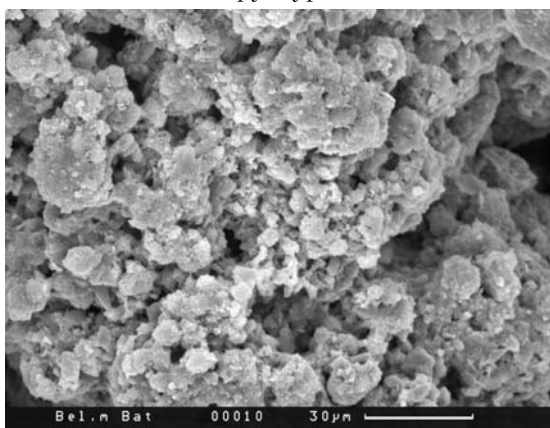


Фиг. 5. Столбчатые формы из отдельных зон

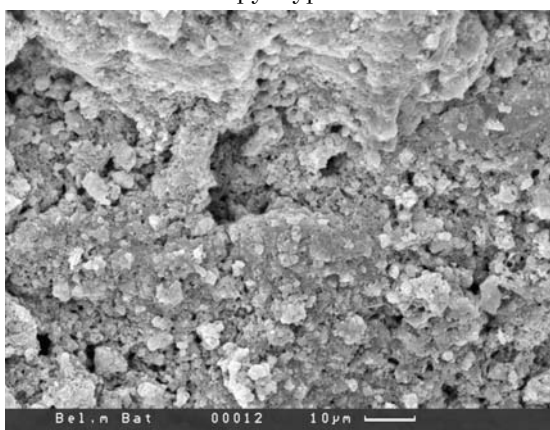




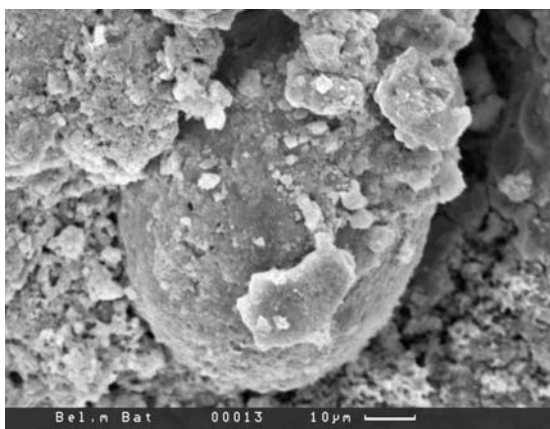
Фиг. 6. Сравнительно плотные части комковатой структуры



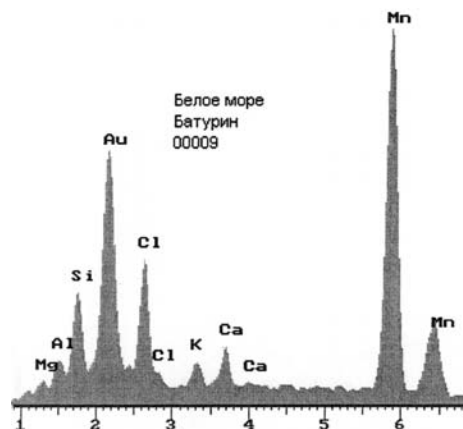
Фиг. 8. Слабо уплотненный участок комковатой структуры



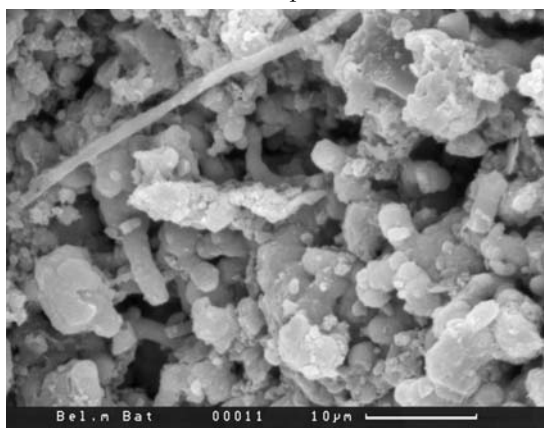
Фиг. 10. Участок более плотного сложения



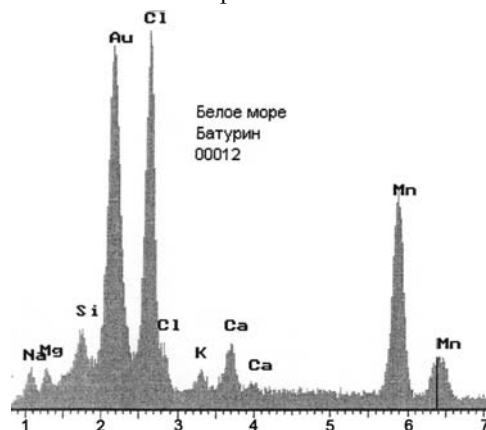
Фиг. 12. Шаровидная форма – вероятно, диатомовая водоросль



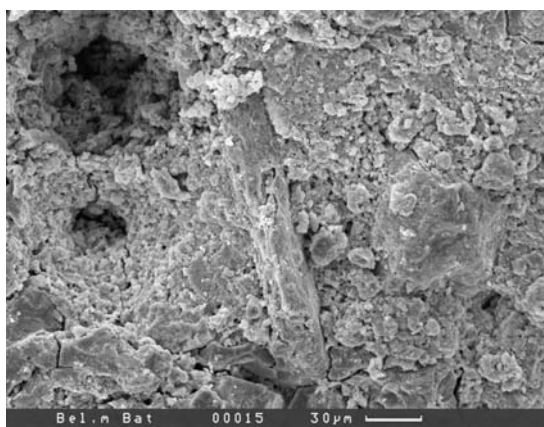
Фиг. 7. ЭДС этого участка с интенсивной минерализацией марганцем



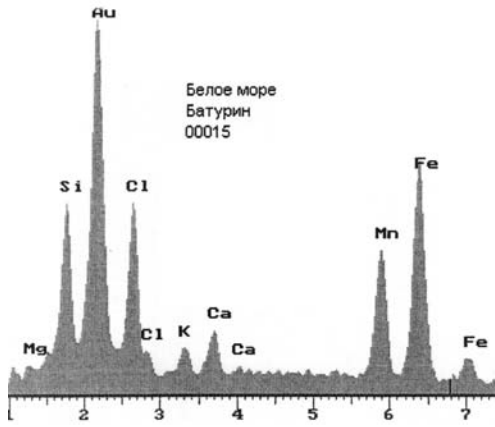
Фиг. 9. То же, с включением столбчатых и игольчатого образования



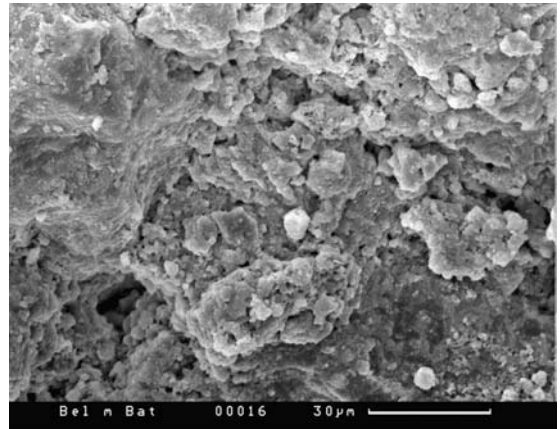
Фиг. 11. ЭДС этого участка с высоким содержанием марганца и хлора



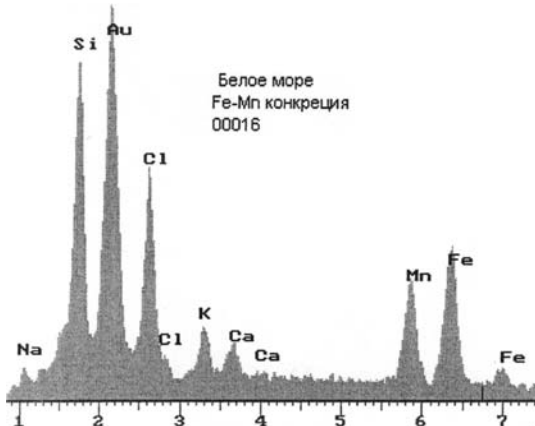
Фиг. 13. Столбчатая форма неясного происхождения



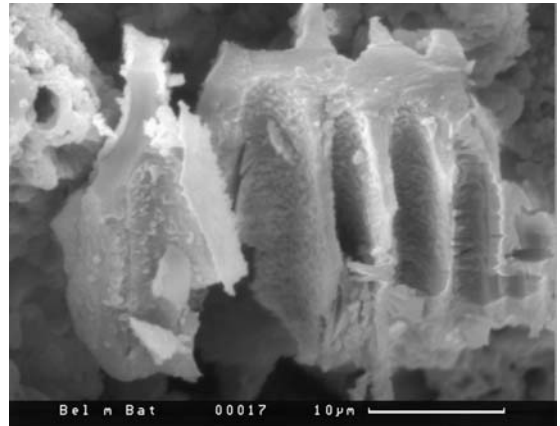
Фиг. 14. ЭДС ее со значительной минерализацией



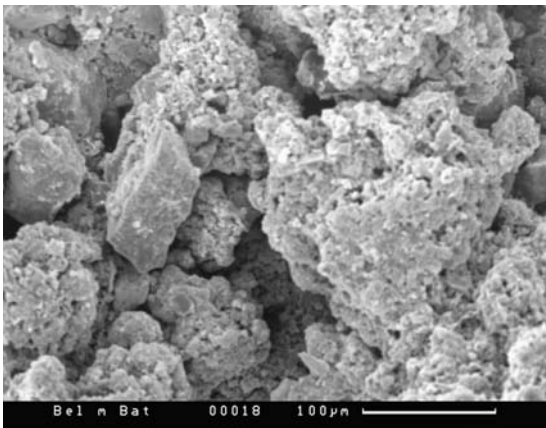
Фиг. 15. Плотная зона



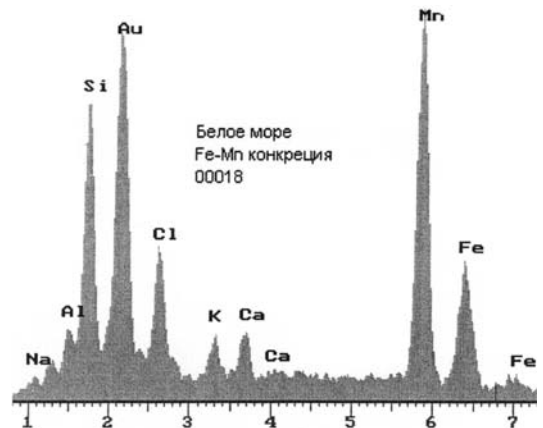
Фиг. 16. ЭДС ее с высоким содержанием кремнезема



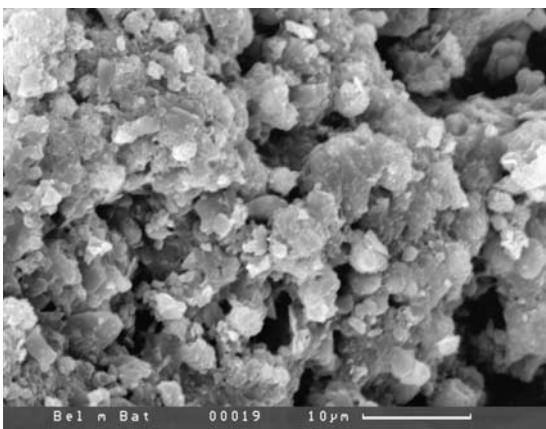
Фиг. 17. Фрагмент органического остатка неясного происхождения



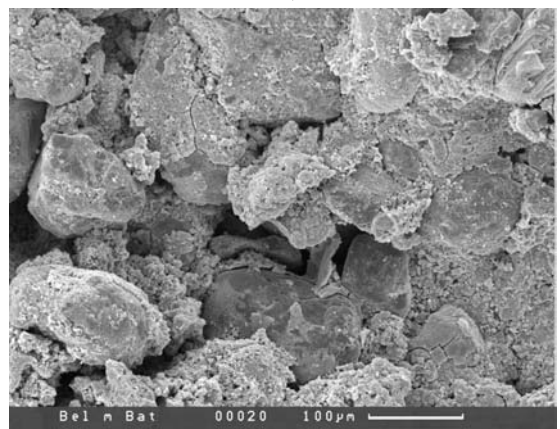
Фиг. 18. Участок комковатой структуры



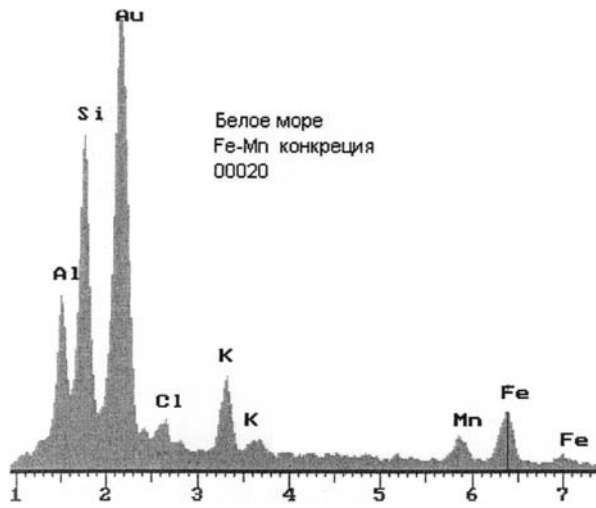
Фиг. 19. ЭДС этой части с интенсивной Mn минерализацией



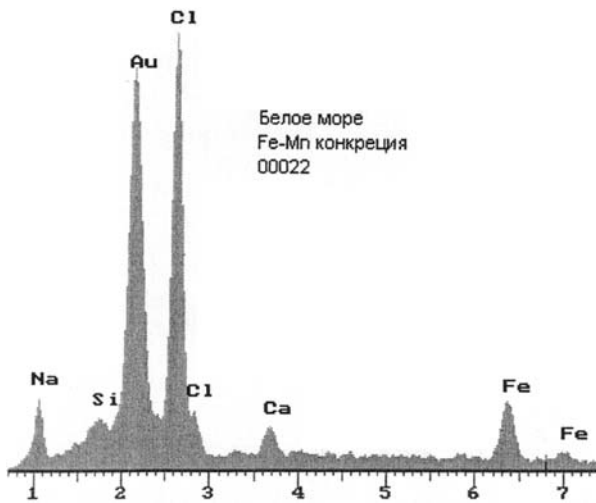
Фиг. 20. Рыхлый пористый участок



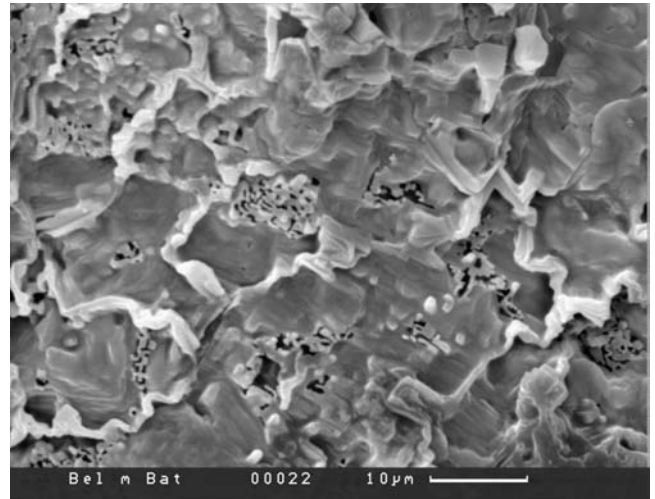
Фиг. 21. Грубозернистый участок, сложенный угловатыми обломками пород



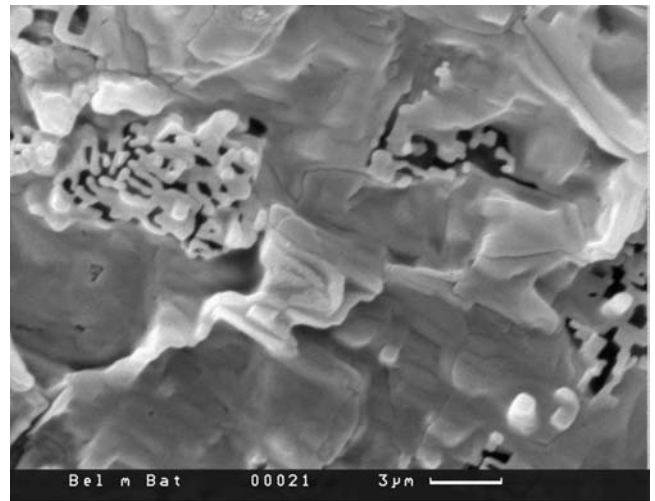
Фиг. 22. ЭДС этой части с резким преобладанием кремнезема и алюминия



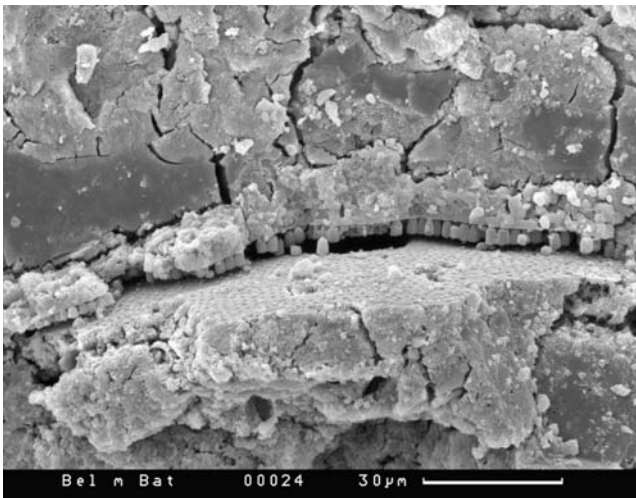
Фиг. 24. ЭДС участка с пленкой, с высоким содержанием хлора



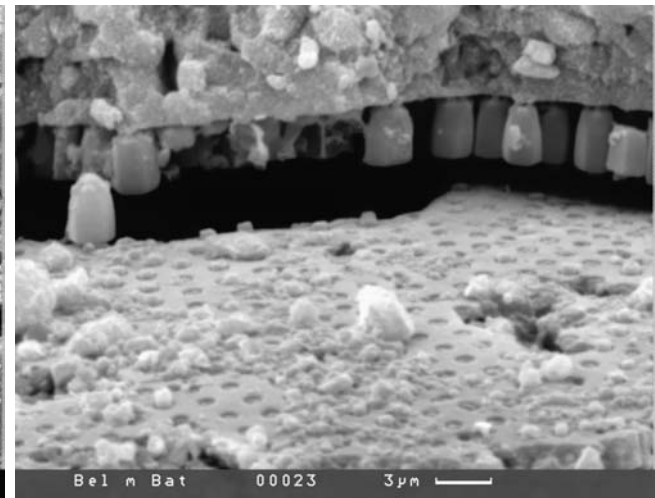
Фиг. 23. Участок с тонкими пленчатыми выделениями морской соли. В полостях — скопления палочковидных частиц длиной около 1 мкм



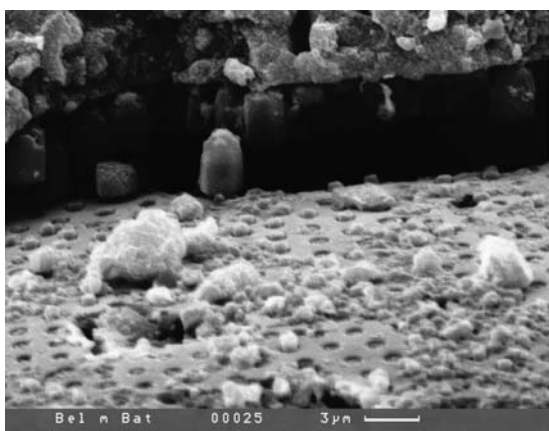
Фиг. 25. Участок с тонкими пленчатыми выделениями морской соли. В полостях — скопления палочковидных частиц длиной около 1 мкм



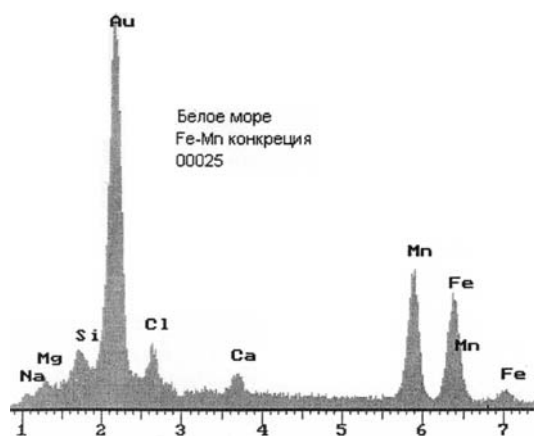
Фиг. 26. Фрагмент диатомовой водоросли, отделенной от плотной породы трещиной, в которой находится скопление столбчатых частиц высотой около 3 мкм



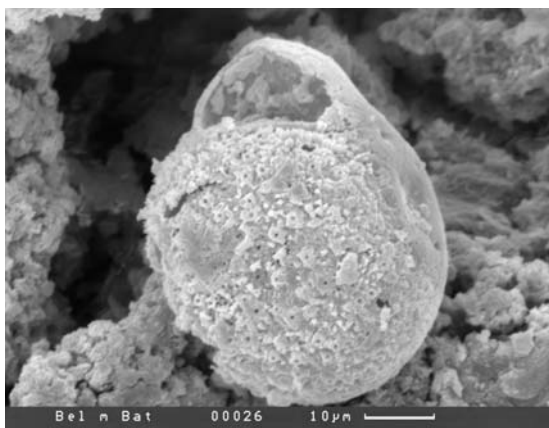
Фиг. 27.



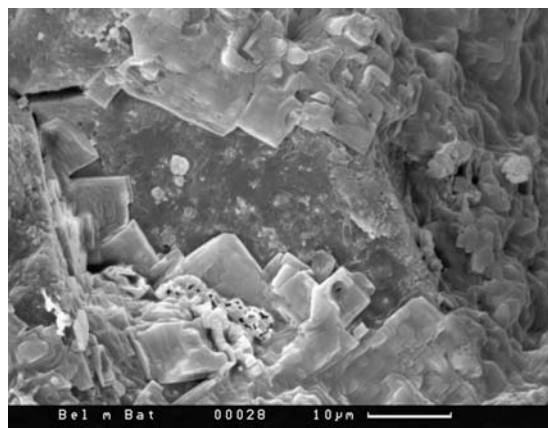
Фиг. 28.



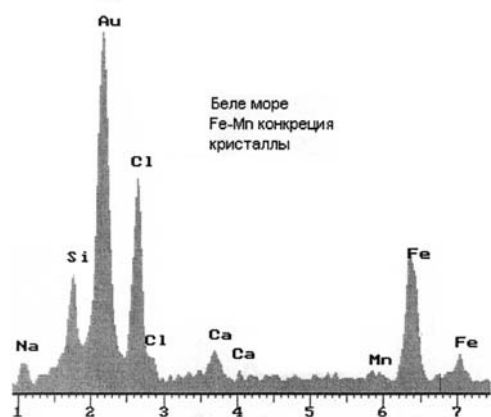
Фиг. 29. ЭДС этой диатомеи, указывающий на ее минерализацию железом и марганца



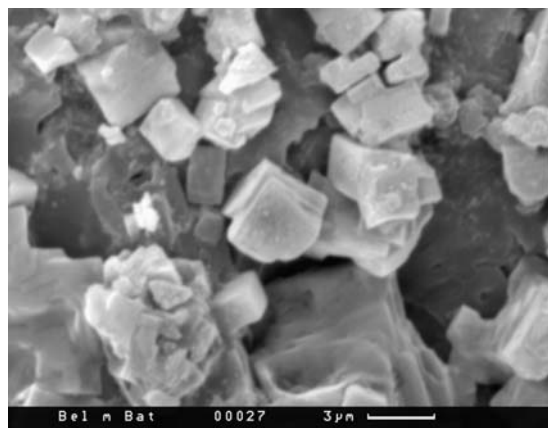
Фиг. 30. Панцирь диатомовой водоросли(?)



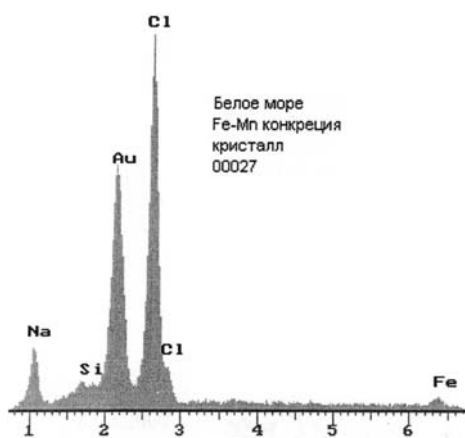
Фиг. 31. Участок с кристаллами каменной соли



Фиг. 32. ЭДС этого участка



Фиг. 33. Участок с кристаллами каменной соли



Фиг. 34. ЭДС этого участка

### 3.6.3. Железомарганцевые конкреции Карского моря

*Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Карское море, являющееся частью Арктического бассейна, простирается от Новосибирских островов на западе до Новой Земли на востоке и Земли Франца Иосифа на севере. Площадь моря составляет 883 000 км<sup>2</sup>, глубина меняется преимущественно в пределах 30–100 м, но в центральной впадине достигает 600 м.

Основным источником донных отложений моря является сток рек, в основном Оби и Енисея, ежегодно поставляющих в составе взвешенного и растворенного материала 22 600 т марганца, 20 200 т меди и 120 000 т цинка [7].

Осадки Карского моря терригенны по своему составу и представлены песками у побережья и песчанистыми илами в глубоководной зоне; глинистые илы встречаются в незначительных по площади участках к востоку от о. Вайгач и восточнее о. Новая Земля [158]. Согласно описанию, составленному по результатам предшествующих работ [267], в центральной части моря поверхностный слой представлен окисленными коричневыми осадками, под которыми залегают серые и зеленовато-серые восстановленные осадки с черными пятнами гидротроилита. Мощность коричневого слоя составляет от 2–4 см у внешней границы моря до 10–12 см в центральной части, но на севере, в желобе Святой Анны, возрастает до 20–30 см.

Химический состав осадков Карского моря изучался начиная с конца 19 века, и описан в работах многих авторов [248, 158, 100, 104, 105, 181, 267, 120].

Согласно результатам ранних исследований, содержание основных компонентов осадков связано с их литологическим типом (табл. 1).

Таблица 1.

#### Среднее содержание 4-х основных компонентов (%) в верхнем и подстилающем слое осадков [100]

Тип осадка	Fe	Mn	Mn/Fe	P	C <sub>орг</sub>
Верхний слой:					
Илистый песок	2.79	0.056	0.021	0.058	0.42
Песчаный ил	4.15	0.227	0.055	0.073	0.74
Ил	6.98	0.429	0.062	0.17	0.63
Глинистый ил	5.82	1.04	0.21	0.29	1.18
Подстилающий слой					
Песчаный ил	2.71	0.084	0.031	0.068	0.41
Ил	3.79	0.137	0.037	0.060	0.83

Эти результаты демонстрируют, что верхний слой осадков обогащается железом и особенно марганцем за счет их диагенетического перераспределения и миграции из нижнего восстановленного слоя в верхний окисленный.

В дальнейшем это явление было подтверждено более детальными исследованиями состава осадков, в которых определяли содержание как макро-, так и микроэлементов [120] (табл. 2). Оказалось, что наряду с марганцем и железом в окисленном слое в той или иной степени накапливаются по сравнению с подстилающим нижним слоем и некоторые другие металлы (кобальт, ванадий, цинк, стронций), что важно для познания процесса формирования железомарганцевых конкреций, приуроченных к верхнему слою осадков.

Железомарганцевые конкреции в арктическом бассейне, в восточной части Карского моря были впервые обнаружены к северу от пристани Диксон шведским океанологом Н. Норденшельдом, который на зверобойной шхуне «Вега» в 1878–1880 г. впервые проложил северный морской путь и вышел в Тихий океан [441]. Тогда же было сделано предположение о потенциальной возможности освоения найденных железомарганцевых конкреций как минерального сырья.

Таблица 2.

**Среднее содержание элементов в окисленных  
и восстановленных осадках [120]**

SiO <sub>2</sub>	Al	Fe	Mn	C <sub>орг</sub>	Ti	P	Ni	Co	Cr	V	Zn	Ba	Sr
Голоценовые окисленные/восстановленные илы													
57.0	7.68	6.24	1.487	1.11	0.47	0.18	72	29	107	172	108	502	410
62.1	8.02	4.94	0.119	1.17	0.45	0.08	59	18	96	139	96	558	312
Голоценовые окисленные/восстановленные алевриты													
61.2	7.53	5.41	1.002	1.01	0.45	0.14	67	23	93	155	99	625	362
63.3	8.10	4.67	0.086	0.85	0.46	0.06	67	20	85	134	96	583	296
Голоценовые окисленные/восстановленные пески													
57.9	5.68	3.54	0.165	0.77	0.35	0.10	42	22	54	92	92	763	266
70.3	6.37	3.26	0.048	1.21	0.39	0.05	53	22	64	102	100	772	257
Плейстоценовые окисленные/восстановленные илы													
66.1	7.94	6.49	0.341	0.94	0.45	0.13	61	13	97	186	114	960	393
67.1	7.58	4.16	0.055	0.60	0.45	0.05	58	13	90	127	97	638	284

Вслед за тем (в 1882–1883 гг.) аналогичные конкреции были обнаружены на 33 станциях голландской экспедицией на судне «Дийфне» в юго-западной части моря. Позднее (в 1930 г.) конкреции были собраны советской экспедицией на ледоколе «Седов», а в течение последующих десятилетий — рядом других экспедиций, в том числе в 31 рейсе научно-исследовательского судна Института океанологии им. П.П. Ширшова «Академик Мстислав Келдыш» (1993 г.), в котором конкреции были получены на станциях 3203 (72 30 с.ш., 63 10 в.д., глубина 30 м) и 3209 (77 23 с.ш., 65 48 в.д., глубина 20 м). Эти конкреции, переданные в наше распоряжение Ю.А. Богдановым, явились предметом настоящего исследования.

Судя по накопленным ранее данным, наиболее часто конкреции встречаются на поверхности алевритовых песков и песчаных алевритов и приурочены к глубинам от 20–50 до 100 м. (рис. 1). В зонах распространения конкреций средняя плотность их залегания составляет 1,5 кг/м<sup>2</sup>, что позволило оценить их ресурсы в юго-западном секторе моря в 24,6 млн т и в зоне Северо-Сибирского порога в 10,3 млн т [121, 123].

Морфология железомарганцевых образований значительно варьирует. Распространены лепешковидные конкреции с галечными или гравийными ядрами, наросты на раковинах двусторчатых моллюсков, трубчатые конкреции, формирующиеся путем минерализации ходов червей-сипункулид, конкреции округлой и уплощенной формы, микроконкреции сферической формы, корки по периметру галек и обломков пород и тонкие пленки на разнообразных твердых поверхностях.

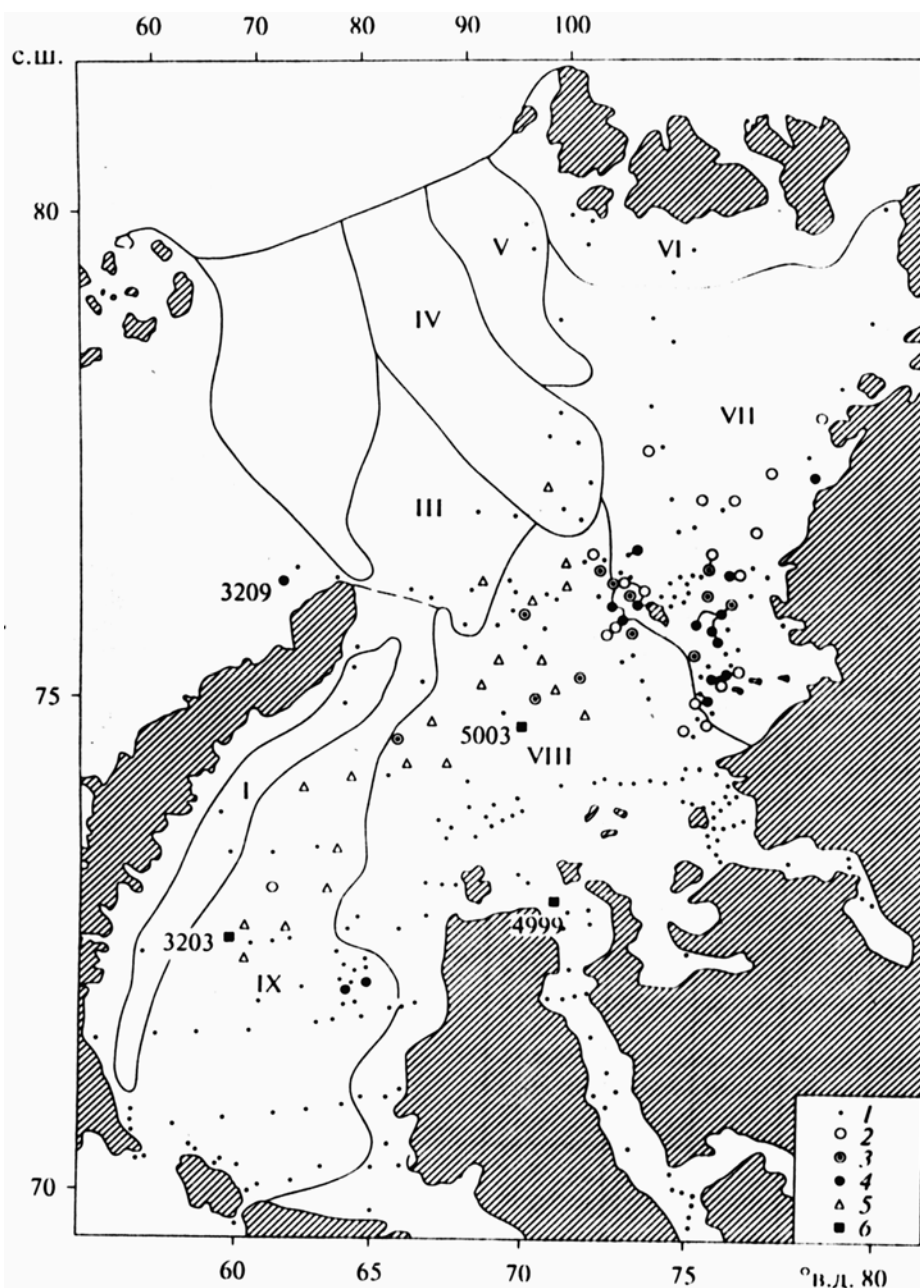
Исследование слоистых разностей конкреций из северо-восточной части моря методами аналитической электронной микроскопии выявило серию входящих в их состав минералов [49].

Названными авторами установлено следующее: а) черно-бурые слои конкреций сложены в основном гексагональным бернесситом; б) темно-бурые слои состоят из бузерита, в меньшей степени бернессита и незначительного количества тонкочешуйчатых агрегатов Fe-вернадита, Mn-ферроксиита и тонкодисперсных агрегатов гетита; в) желтые слои сложены бактериоморфными частицами слабо окристаллизованного оксида железа (протоферригидрита), являющимися, как предполагают, оруденелыми реликтами железобактерий рода *Gallionella*, которым свойственна винтообразно-прерывистая структура.

По данным тех же авторов, при просмотре конкреций под оптическим микроскопом после частичного удаления железа и марганца 1% щавелевой кислотой выявляются структуры, сходные с микроколониями палочковидных и кокковидных железобактерий рода *Siderocapsa*. В железистых слоях большая часть железа приурочена к этим структурам. Такие же структуры в изобилии присутствуют и в темно-бурых марганцевых слоях [49].

Данные об элементном составе конкреций фрагментарны. Первыми исследованиями химического состава конкреций было охвачено только 4 компонента (табл. 3), что выявило довольно значительные колебания их содержаний.





**Рис. 1. Распределение железомарганцевых конкреций на дне Карского моря по данным [100, 181, 165].**

1. Конкреций не найдено. 2–4. Конкреции присутствуют в количестве: <0,5, 0,5–0,25 и >0,25 мг/м<sup>2</sup>. 5. Находки единичных конкреций. 6. Исследованные авторами образцы.

Геоморфологические зоны: I – Новоземельская впадина; II – желоб Святой Анны; III – Западная равнина; IV – Центральная Карская возвышенность; V – желоб Вероника; VI – Североземельская зона; VII – При таймырская равнина; VIII – Южная мелководная равнина; IX – Юго-западная равнина.

Таблица 3.

**Состав железомарганцевых конкреций, собранных первыми исследователями [267]**

Компонент	Сборы «Седова»	Сборы «Веги»	Сборы «Дийфне»
Fe	14.90-16.61	11.64	9.63
Mn	8.58-14.93	16.91	29.73
P	0.65-1.56	0.98	–
Органич. вещество	6.25-7.61	20.95	19.10
Mn/Fe	0.52-1.00	1.45	3.1

В дальнейшем Н.М. Страхов в сотрудничестве продолжил это исследование, расширив диапазон анализируемых макроэлементов и добавив к ним ряд микроэлементов [267]. В последние годы объем этой информации увеличился благодаря новым работам [49, 121, 123]. Нами также было выполнено исследование макро- и микроэлементного состава двух образцов конкреций, полученных в 31 рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» с западной части основного конкреционного поля и с северо-восточного шельфа Новой Земли. В обобщенном виде эти данные приведены в таблице 4.

Приведенные результаты, несмотря на неполноту опробования и неравномерную представительность анализов, позволяют констатировать, что в пределах основной акватории моря формируются конкреции трех типов – преимущественно железистые (вероятно, преобладающие), преимущественно марганцовистые и железомарганцевые, содержащие сопоставимые количества обоих металлов.

В целом содержание главных породообразующих макроэлементов в исследованных конкрециях колеблется в широких пределах (в %): оксида железа 7,19–52,5, оксида марганца 1,58–29,52, фосфата 0,22–3,80, кремнезема 22,51–52,10; но при этом содержание кальция, магния, натрия, калия, а также титана колеблется сравнительно незначительно.

Таблица 4.

**Химический состав железомарганцевых конкреций Карского моря**

Элементы	[267]	[48]	[123]	Ст. 3203	Ст. 3209
Макроэлементы, %					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.86	19.16	7.19	18.3	52.5
MnO <sub>2</sub>	1.58	27.65	11.95	29.52	6.47
SiO <sub>2</sub>	–	28.46	52.10	25.38	22.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	4.72	10.89	4.7	5.3
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.27	0.53	0.26	0.22
CaO	–	–	1.01	3.0	1.6
MgO	–	–	2.43	2.1	2.0
Na <sub>2</sub> O	–	–	2.69	2.1	1.4
K <sub>2</sub> O	–	–	1.74	1.5	1.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.51	2.55	0.22	2.54	3.80
Сорг	–	0.60	–	–	–
Собщ	–	–	–	0.15	0.12
Микроэлементы, г/т					
Ba	–	–	–	622	524
Sr	–	–	260	649	571
Ni	62	119	50	198	219
Co	37	121	20	130	248
Cu	15	160	48	65	114
V	560	284	70	281	820
Zn	70	235	–	81	346
Pb	11	286	27	20	58
Cr	28	–	74	41	66
Mo	37	–	45	474	94
W	52	–	–	9.9	8.3
As	–	–	–	254	775
Cd	–	–	–	4.31	1.00
Ga	12	–	–	181	49
Th	–	–	6	4.4	3.8
U	–	–	8	5.8	10.7
Li	–	–	–	194.7	34.7
Rb	–	–	–	41.5	34.6
Cs	–	–	–	2.2	2.3
La	–	–	–	44.4	41.3
Ce	–	–	–	65.9	55.7
Ag	–	–	–	0.20	0.17

Диапазон содержаний микроэлементов в конкрециях сопоставим с таковым, характерным для железа и марганца, и составляет (г/т): Ni 50–219, Co 20–248, Cu 50–160, V 70–820, Pb 11–286, Cr 28–74, W 8–52, Ga 12–181. Незначительные колебания зафиксированы лишь для тория (4–6) и урана (6–11 г/т), что, возможно, обусловлено малым количеством анализов.

Следует также отметить, что определение содержаний ряда микроэлементов в конкрециях Карского моря выполнено впервые (Ba, As, Cd, Li, Rb, Cs, La, Ce, Ag). Судя по имеющимся анализам конкреций из других морей [326], эти результаты сопоставимы.

Вопрос о генезисе железомарганцевых конкреций в морях СССР детально обсуждался в работе [267]. На основе обобщения и анализа имевшихся в то время литолого-геохимических материалов по этой теме авторы названной работы пришли к выводу, что формирование конкреций происходит в результате коллоидно-химических процессов в приповерхностном окисленном слое осадков. При этом роль бактериальной флоры сводится, по их мнению, к окислению марганца и железа в осадках на окислительно-восстановительном барьере ниже зоны формирования конкреций, аккумулирующих коллоидные формы гидроксидов путем собирательной кристаллизации благодаря наличию двойного электрического слоя на поверхности раздела твердой и жидкой фаз.

### Результаты изучения в СЭМ конкреций Карского моря

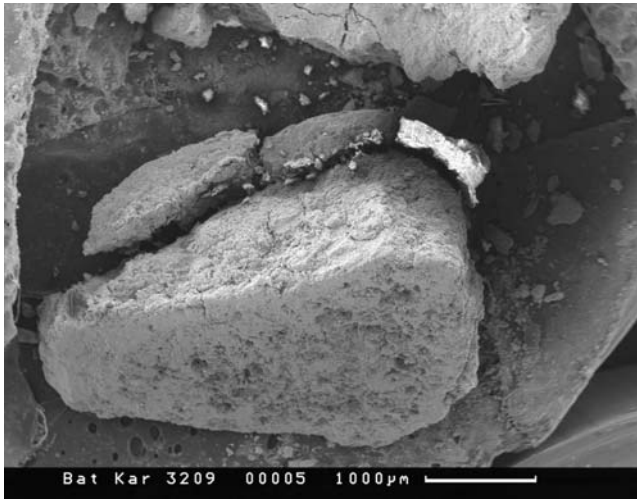
Были изучены две конкреции — обр. 3209 и 3203, соответствующие двум станциям опробования (см. выше). Первый образец представляет собой несколько уплощенную конкрецию с признаками концентрически-зонального строения (фиг. 1). ЭДС ядра показал (фиг. 2) сравнительно низкие содержания железа и марганца, при высоких содержаниях кремнезема, а также кальция и отчасти калия. Напротив, окружающая ядро оболочка (фиг. 3) характеризуется совершенно иным составом (фиг. 4), с резкими превышениями содержания железа и марганца над остальными компонентами. Строение поверхностной оболочки при сравнительно небольшом увеличении демонстрируют фиг. 5–8. Отчетливо видно, что концентрическая зональность довольно схематична и отличающаяся от зональности глубоководных конкреций океана. При больших увеличениях видно, что значительная часть оболочек сложена остатками диатомовых водорослей (фиг. 9 и 10, 12 и 13). ЭДС их показывает (фиг. 11 и 14) высокую степень минерализации марганцем и железом при вариациях содержаний кремнезема, заметном присутствии кальция, отчасти калия.

Некоторые участки оболочки сложены, по мнению Г.Н. Батурина микроглобулами и их агрегатами, а Э.Л. Школьник и Е.А. Жегалло считают, что это минерализованные коккоидные бактерии (фиг. 15–17, 19, 21, 23). ЭДС (фиг. 18, 20, 22) однозначно указывают на высокое варьирующее содержание марганца и железа, иногда с высоким содержанием кремнезема и отчасти Са.

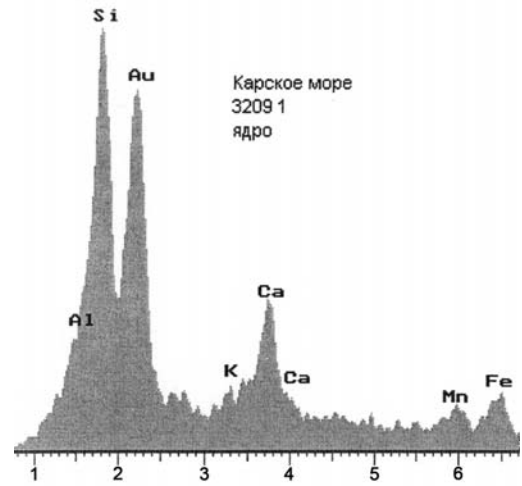
Другой образец 3203 грубослоистый (фиг. 25), представляет собой удлиненную столбчатую конкрецию с довольно четкой концентрической зональностью. ЭДС (фиг. 26) указывает на суммарное доминирование железа и марганца, при заметном количестве кремнезема. При дальнейшем увеличении видна довольно пористая масса (фиг. 27), а еще большем (фиг. 28, 29, 31 и 32) — она предстает как образованная: 1 — неплотными скоплениями леписфер (глобул) диаметром 3–6 мк (Г.Н. Батурина); 2 — скоплениями минерализованных кокковидных бактерий (Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло). ЭДС их форм (фиг. 30 и 33) подтверждает высокое содержание марганца, весьма заметное кремнезема. Изредка наблюдаются небольшие скопления нитчатых форм (фиг. 32).

### Заключения по результатам изучения в СЭМ

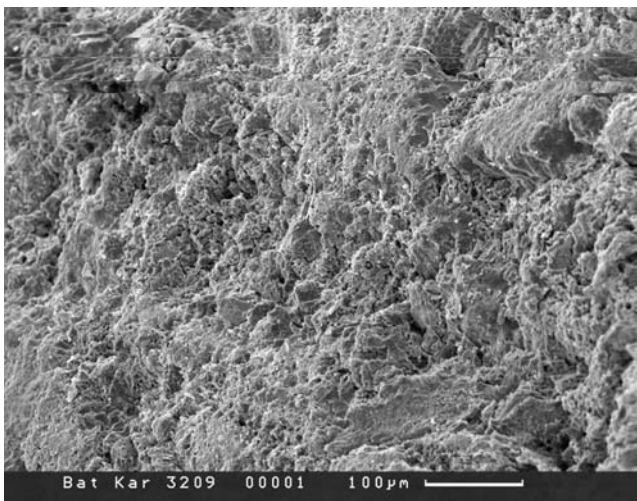
Изученные конкреции Карского моря характеризуются грубой концентрически-зональной структурой, образованной последовательным нарастанием скоплений диатомовых водорослей и глобулярных частиц или кокковидных бактерий. Видимо, нарастание происходит вокруг нерудного ядра. Минерализация лишь отчасти скрепляет эти нарастания, поскольку минерализуются, прежде всего, органические остатки. Соответственно их присутствие способствует формированию конкреций.



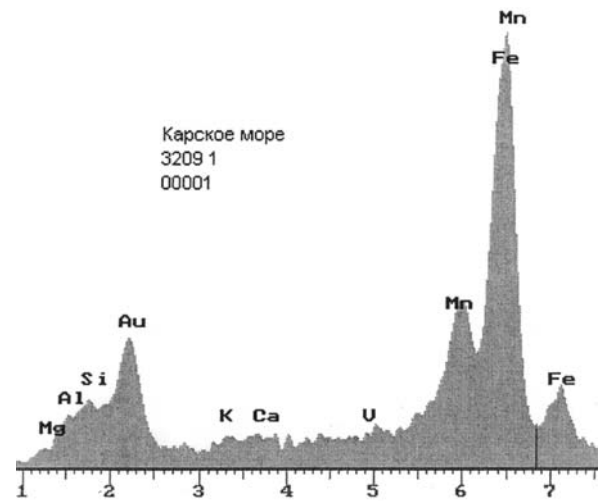
Фиг. 1. Общий вид обр. 3209 в СЭМ



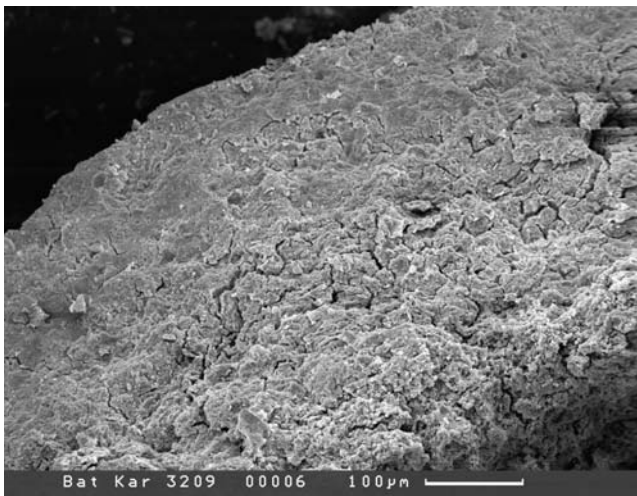
Фиг. 2. ЭДС ядра этой конкреции с низким содержанием железа и марганца



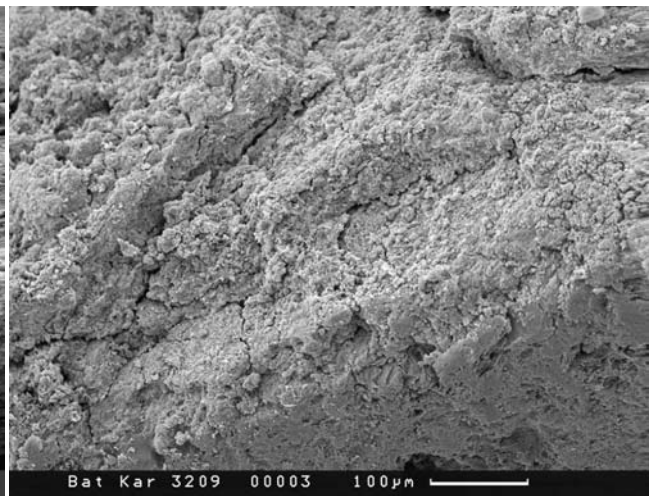
Фиг. 3. Общий вид периферической оболочки при малом увеличении



Фиг. 4. ЭДС этой части с высокими содержаниями железа и марганца

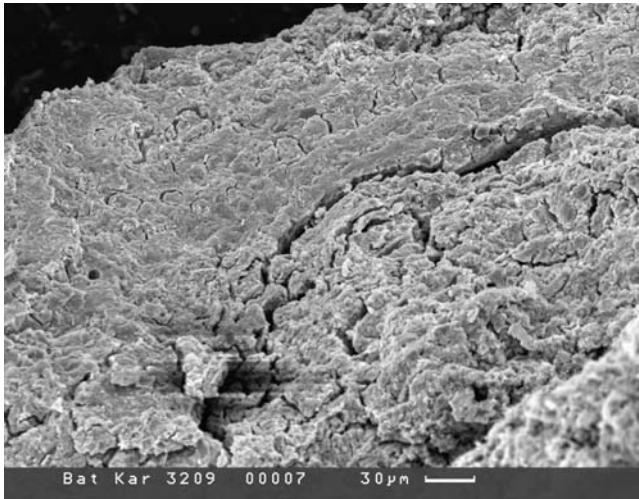


Фиг. 5.

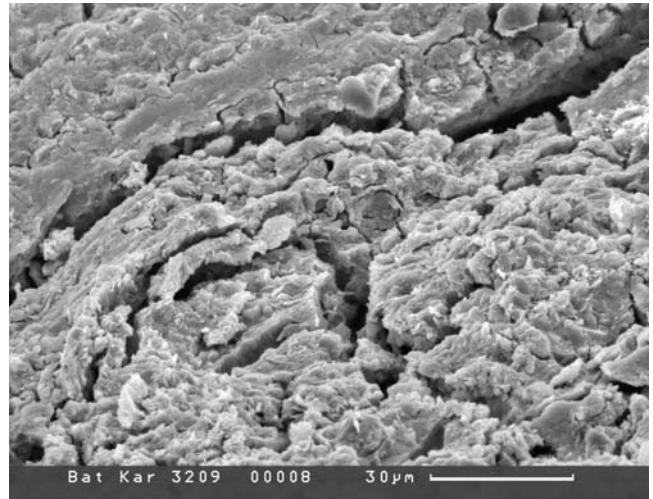


Фиг. 6.

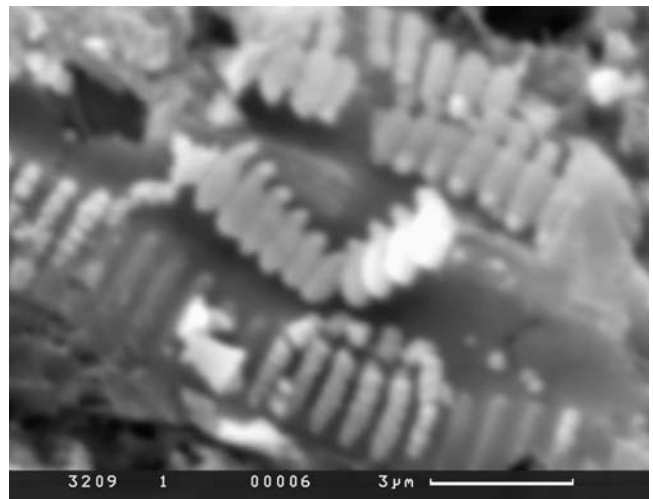
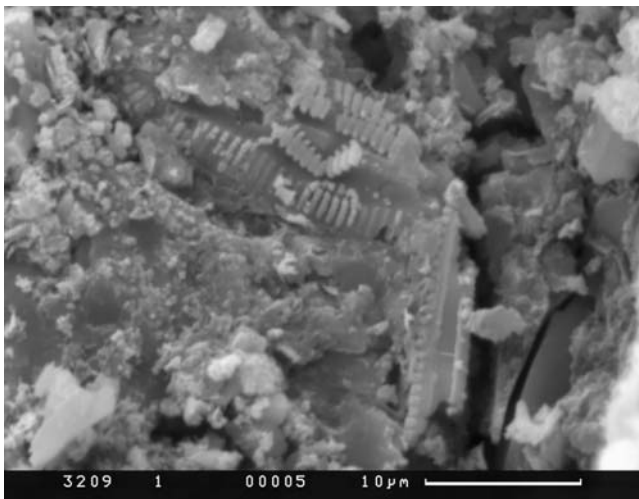
Фиг. 5–8. Строение этой же периферической части. Видна грубая концентрическая зональность



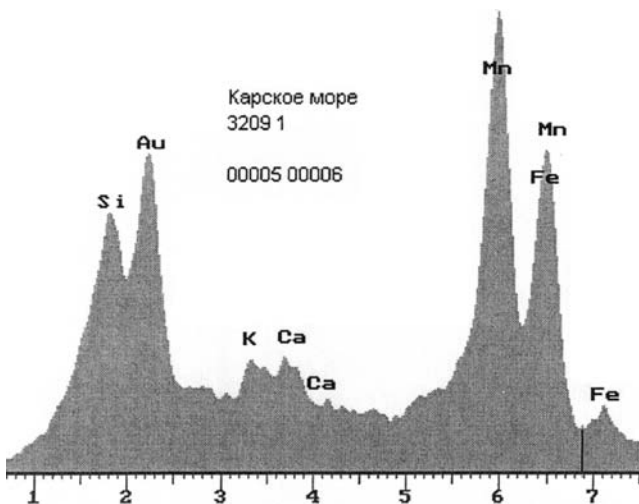
Фиг. 7.



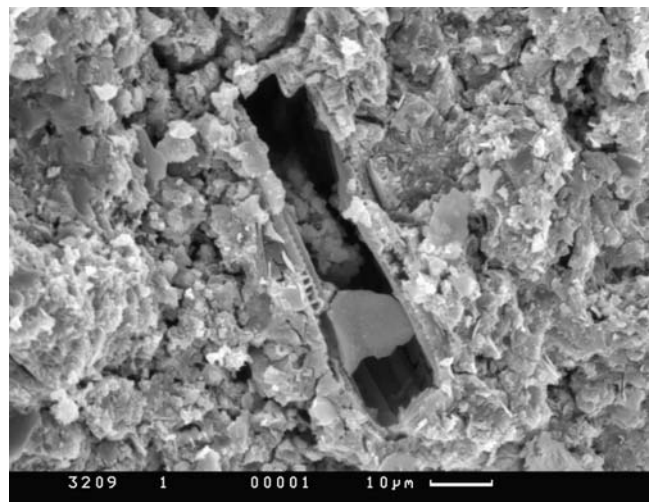
Фиг. 8.



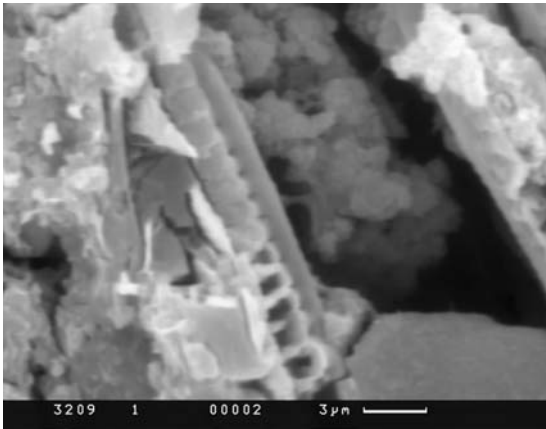
Фиг. 9, 10. Участки оболочки конкреции, сложенные преимущественно остатками диатомовых водорослей



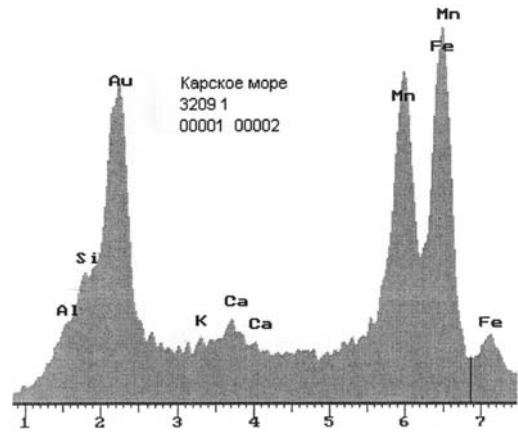
Фиг. 11. ЭДС участков, сложенных минерализованными диатомовыми водорослями



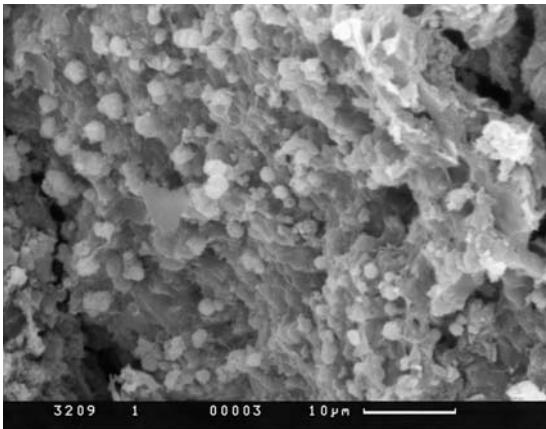
Фиг. 12, 13. Участки оболочки конкреции, сложенные преимущественно остатками диатомовых водорослей



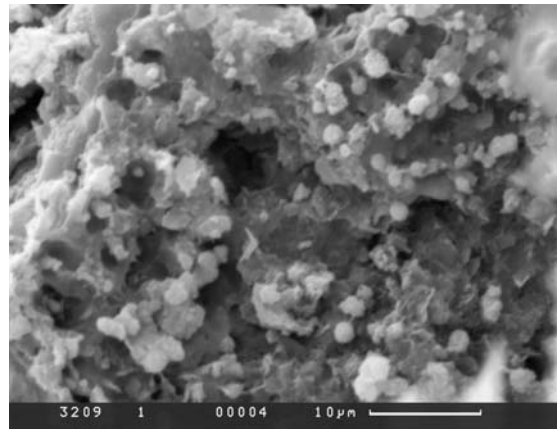
Фиг. 13.



Фиг. 14. ЭДС участков, сложенных минерализованными диатомовыми водорослями

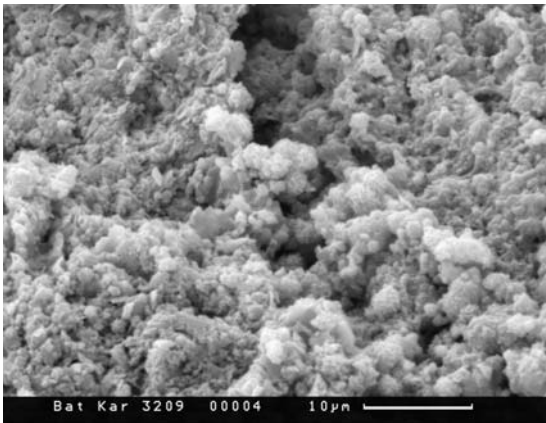


Фиг. 15.

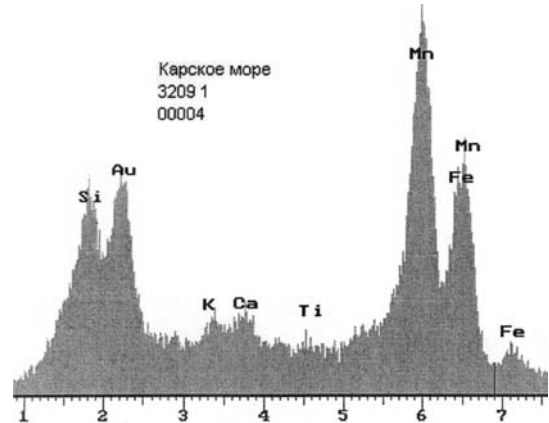


Фиг. 16.

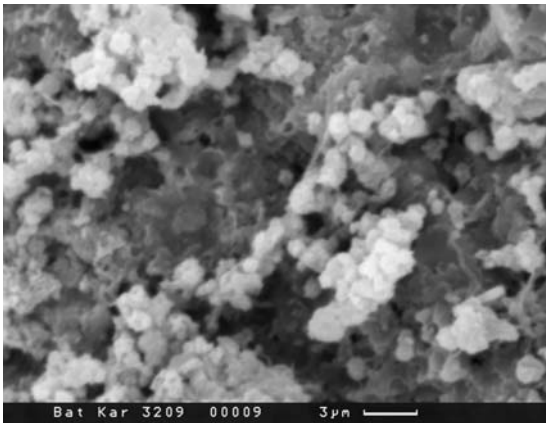
Фиг. 15–17, 19, 21, 23. Участки оболочки конкреции, сложенные преимущественно кокковидными бактериями



Фиг. 17.

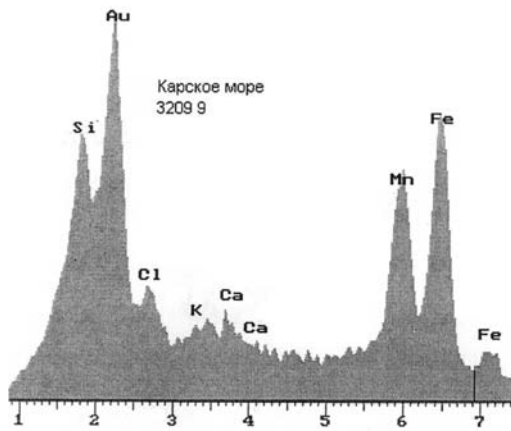


Фиг. 18, 20, 22. ЭДС этих участков с интенсивным развитием железомарганцевой минерализации

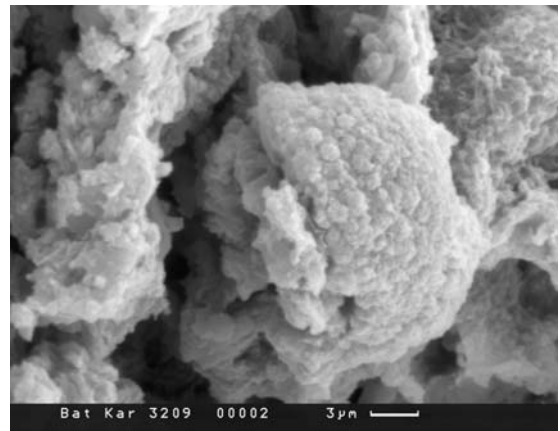


Фиг. 19.

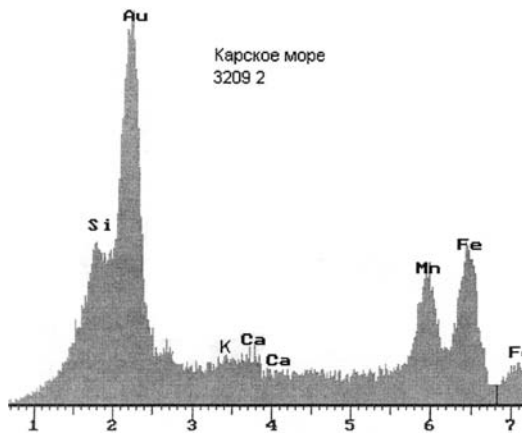




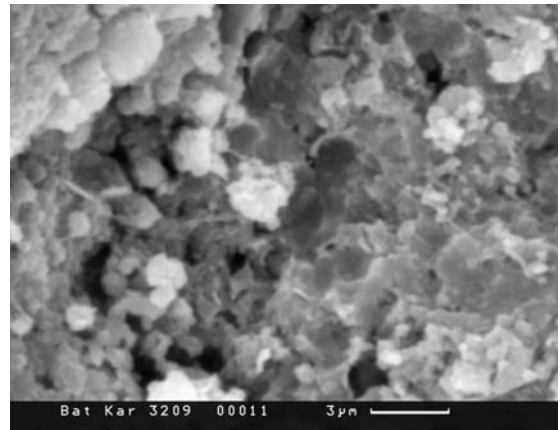
Фиг. 20.



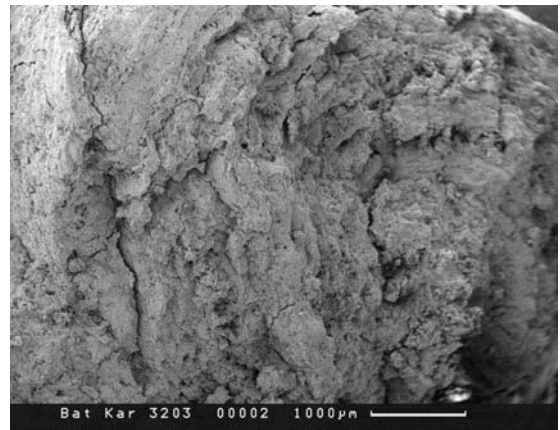
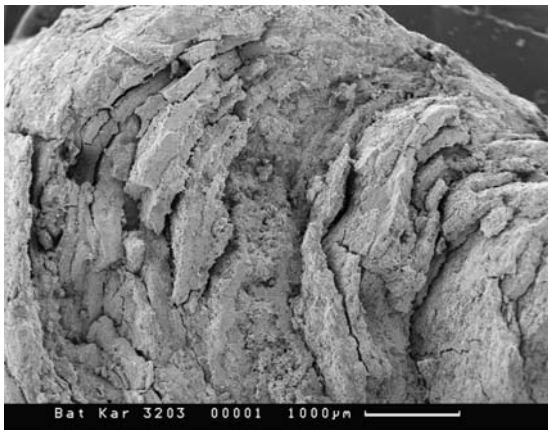
Фиг. 21.



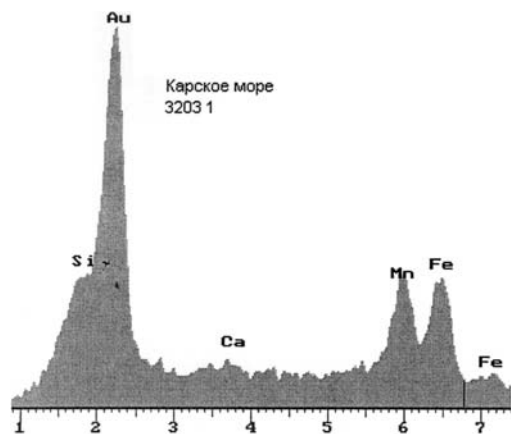
Фиг. 22.



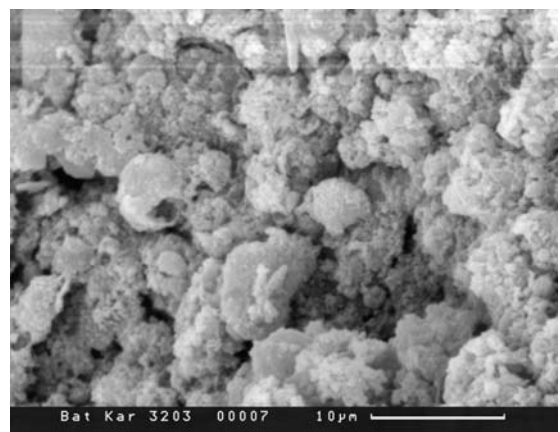
Фиг. 23.



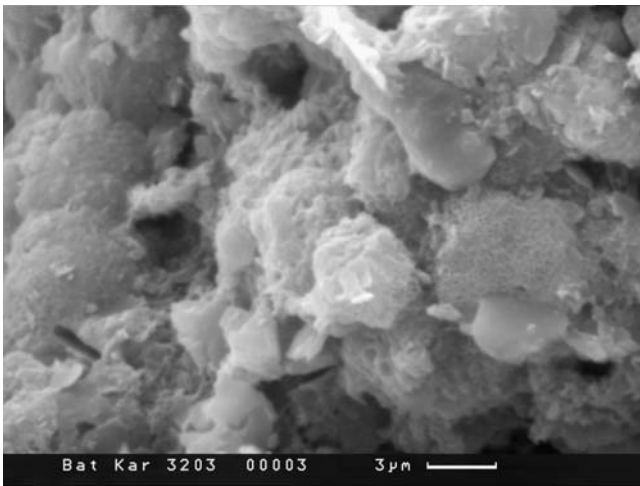
Фиг. 24, 25. Общий вид конкреции обр. 3203 в СЭМ



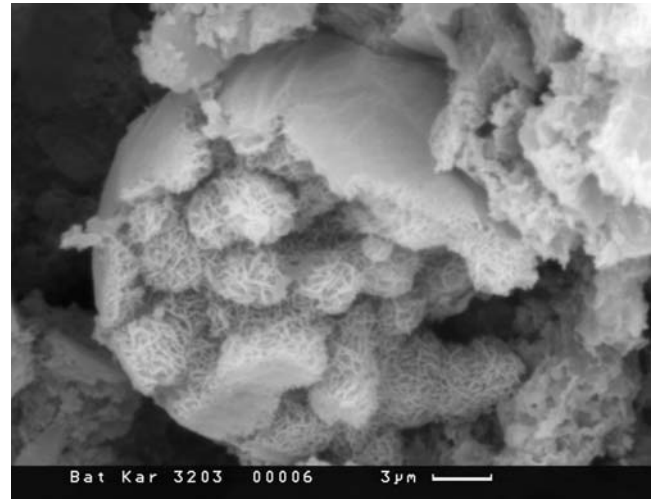
Фиг. 26. ЭДС этой части с хорошо выраженной минерализацией



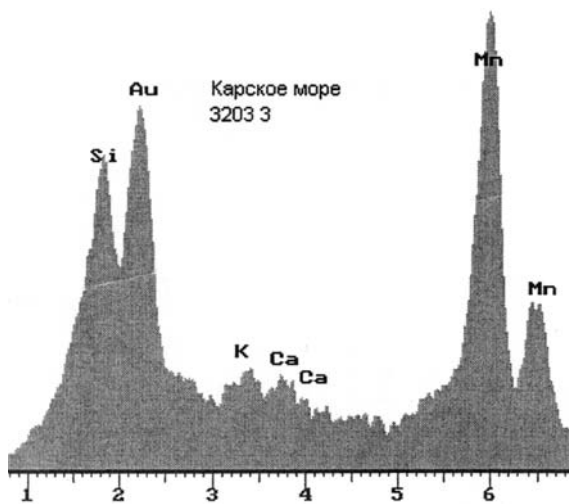
Фиг. 27. Более детальное строение конкреции



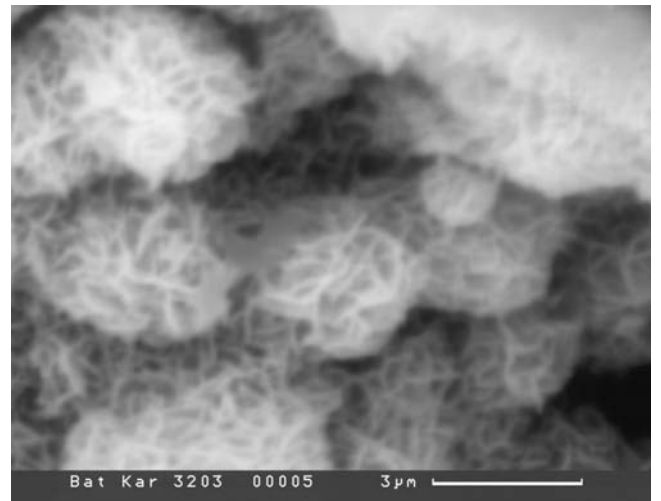
Фиг. 28. Этот же участок, сложенный кокковидными бактериями



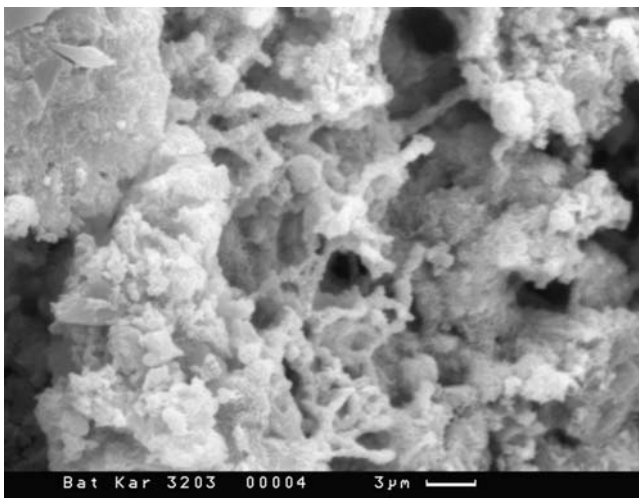
Фиг. 29, 31. Разнообразие кокковидных форм



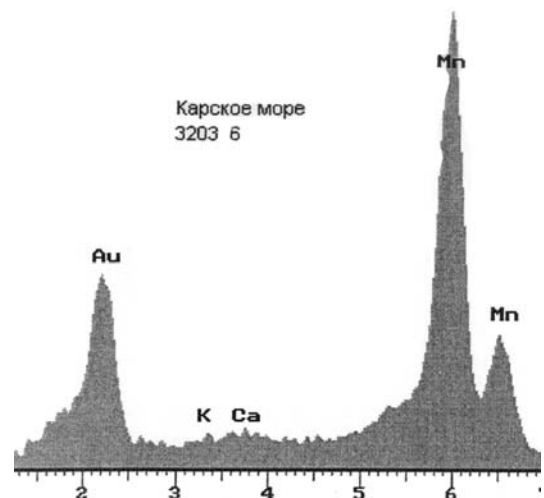
Фиг. 30. ЭДС участков с интенсивным развитием минерализации



Фиг. 31.



Фиг. 32. Нитчатые формы



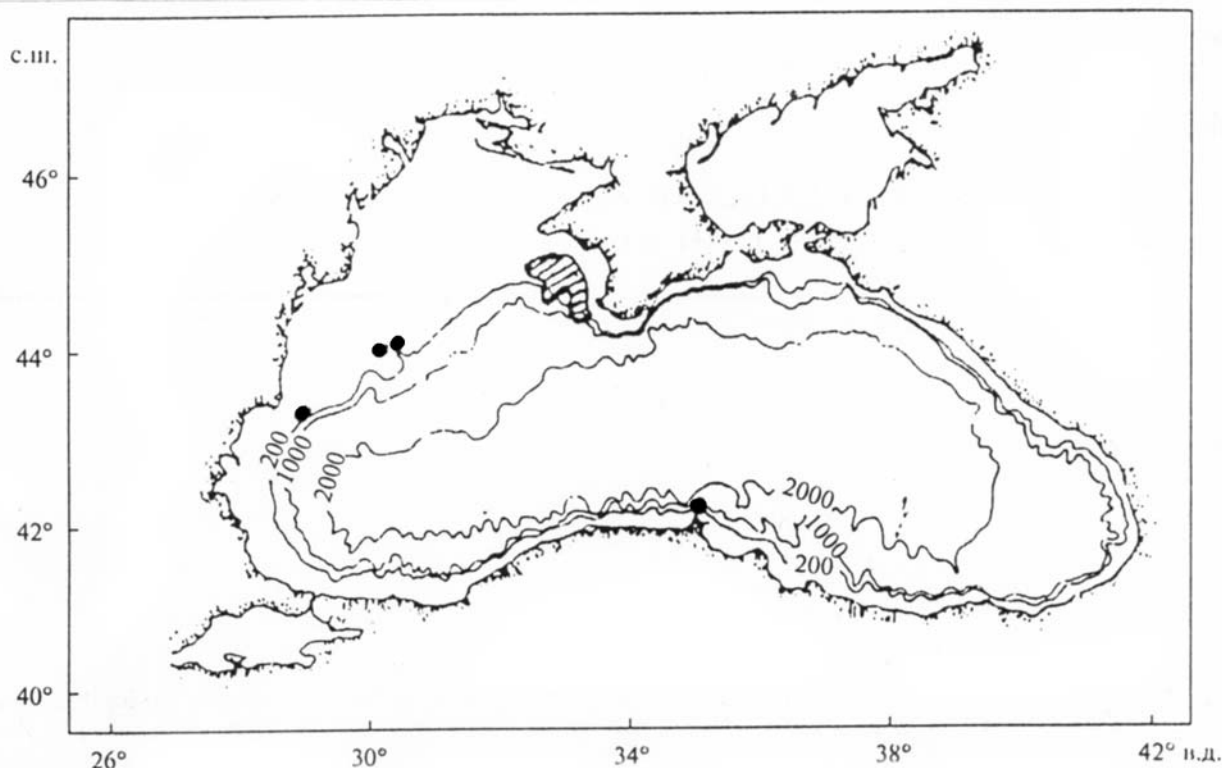
Фиг. 33. ЭДС участков с интенсивным развитием минерализации

### 3.6.4. Железомарганцевые конкреции Черного моря

*Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

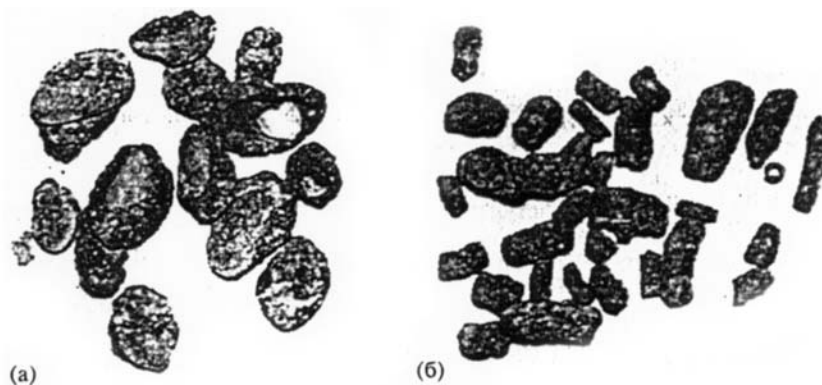
Железомарганцевые образования на дне Черного моря были обнаружены в начале XIX века и впервые описаны в работе Самойлова и Титова [240]. Впоследствии вопросы их состава и генезиса рассматривались в публикациях многих, преимущественно российских и украинских исследователей [252, 77, 268, 380, 332, 87, 323, 324, 216, 128, 166, 167, 334, 323, 224, 136]. Первое описание их микроструктуры приведено в работе [30].

Железомарганцевые образования приурочены к глубинам от 80 до 140 м. Зона их наиболее массового распространения находится к западу от Крымского полуострова (Каламитское поле). Менее часто они встречаются в западной мелководной части моря южнее устья Дуная. Морфологически эти образования представлены в той или иной мере ожелезненными раковинами фазеолиид (*Modiola phaseolina*) размером преимущественно 1–2 см и ожелезненными трубчатыми ходами червей-илоедов диаметром в основном 2–3 мм и длиной до 3–4 см (рис. 1, 2).



**Рис. 1.** Зоны распространения железомарганцевых конкреций в Черном море.

Заштриховано Каламитское конкреционное поле. Прочие находки обозначены черными кружками.



**Рис. 2.** Внешний вид ожелезненных раковин фазеолиид (а) и трубок червей (б), натуральная величина.

Ожелезненные раковины, которые в соответствии с их составом и формой можно назвать конкрециями, залегают на поверхности тонкого слоя окисленного глинистого или желто-бурого или коричневого цвета. От краев Каламитского поля к его центру наблюдается переход от раковин с тонкими ободками железомарганцевого обрастания по краям к сплошному полю конкреций разных размеров лепешковидной или блюдцеобразной формы. Плотность их залегания в пределах Каламитского поля достигает 2,5 кг/м, а наибольшая толщина железомарганцевого слоя на раковинах составляет около 4 мм. Отдельные полуразложившиеся конкреции встречаются и в восстановленных осадках ниже окисленного верхнего слоя. В придунайской зоне аналогичные образования, но в меньшей концентрации, залегают на глинисто-карбонатном иле, верхний слой которого также окислен.

Настоящая работа базируется на результатах комплексного исследования железомарганцевых образований, собранных Г.Н. Батуриным в 8 рейсе научно-исследовательского судна «Витязь» Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (1984 г.) в пределах Каламитского поля и в придунайском районе (таблица 1).

Таблица 1.

## Точки отбора проб

№ станции	Координаты		Глубина, м	Тип осадка
	с.ш.	в.д.		
798	44° 51.4'	33°06.6'	102	Ил глинистый бурый с рассеянными частично ожелезненными раковинами. $C_{орг} = 1.89\%$ .
800	44° 47.7'	32°57.0'	120	Аналогичный ил с конкрециями и трубками червей. $C_{орг} = 1.73\%$ .
802	44° 46.2'	33°57.0'	117	Такой же ил с конкрециями и трубками червей. $C_{орг} = 1.49\%$ .
848	44° 43.1'	30°19.7'	120	Ил глинисто-карбонатный с конкрециями. $C_{орг} = 2.57\%$ .
852	43° 32.5'	30°33.6'	333	Ил глинистый
891	44° 55.8'	32°48.6'	110	Ил глинистый с погребенными конкрециями в подстилающем восстановленном иле.

Полностью ожелезненные раковины, карбонат которых практически нацело замещен гидроксидами железа и в меньшей степени марганца, являются по своему облику и составу железомарганцевыми конкрециями с неровной бугорчатой поверхностью.

Как было отмечено ранее [36], под сканирующим микроскопом гидроксидный материал имеет в основном колломорфный облик, что видно при увеличениях от 200 до 9000 раз. Вместе с тем, на фоне колломорфной массы выделяются отдельные участки, имеющие кристалломорфное строение, обусловленное, видимо, замещением карбоната раковин гидроксидами. На фоне колломорфного вещества выделяются также глобулярные образования диаметром порядка 10 мк, сформировавшиеся в ходе диагенетического преобразования гидроксидной массы. В некоторых образцах встречаются также обломки и целые раковины кокколитофорид.

В конкрециях как каламитского, так и придунайского района железистый материал имеет сходное колломорфно-зернистое строение. Что касается марганцевой фазы, то в конкрециях Каламитского поля она имеет вид агрегированных сгустков неправильной формы, в конкрециях придунайского поля она представлена местами колломорфно-глобулярной массой, а местами — выделениями неправильной формы с ботриоидальной поверхностью среди колломорфной массы.

Исследование минералогической природы гидроксидного вещества минерализованных раковин из обоих рассматриваемых районов показало, что железистая масса представлена ферроксицитом различной степени упорядоченности, а также протоферроксицитом, содержащим не более 3–4% марганца. Последний находится, в основном, в составе безжелезистого вернадита. Мар-

ганцевая фаза, в свою очередь, также представлена безжелезистым вернадитом с незначительной примесью ферроксигита и протоферроксигита.

Элементный состав железомарганцевых образований исследовался с применением методов химического, атомно-абсорбционного, нейтронно-активационного, микрозондового и плазменного методов. Основные результаты исследований их основного химического состава представлены в таблице 2. В последней колонке этой таблицы приведены средние содержания элементов по прежним данным Шнюкова и др., 1987 [326], которые несколько отличаются по некоторым показателям от наших результатов.

Таблица 2.

### Основной химический состав железомарганцевых образований

Компонент	№ станции (образец)							Среднее (по Шнюкову и др., 1987)
	798 (К)	848 (К)	800 (К)	800 (Т)	802 (Т)	891 (ПК)	852 (К)	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.25	30.29	66.4	58.0	52.58	38.80	75.0	35.1
MnO <sub>2</sub>	12.47	12.59	4.9	4.3	2.95	17.20	0.02	10.24
SiO <sub>2</sub>	11.97	6.80	12.15	19.84	14.50	14.66	–	13.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.40	1.08	2.23	4.80	5.02	3.30	1.0	2.70
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.01	0.07	0.15	0.17	0.10	0.04	0.13
CaO	16.39	–	5.10	4.9	5.03	11.3	0.55	8.0
MgO	0.80	0.82	1.30	1.6	0.80	1.7	0.24	2.12
Na <sub>2</sub> O	–	–	0.85	1.10	–	1.2	0.39	0.56
K <sub>2</sub> O	–	–	0.44	0.98	–	0.87	0.22	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.01	2.10	1.24	1.17	2.94	0.71	–	2.24
S <sub>общ</sub>	–	–	0.09	0.11	–	0.17	–	0.16
CO <sub>2</sub>	–	16.21	–	–	4.95	–	–	6.5
C <sub>орг</sub>	–	1.37	–	–	1.02	–	–	0.66

Примечание: К – конкреция, Т – трубка червя, ПК – погребенная конкреция.

Как видно, в целом основной химический состав железомарганцевых образований колеблется довольно существенно. Так, содержание оксида железа меняется в пределах 26–75%, оксида марганца 0,02–17,2%. При этом составы ожелезненной раковины и трубки червя со станции 800 почти идентичны, что свидетельствует о геохимическом сходстве процессов минерализации этих образований, несмотря на значительное различие исходных составов карбонатной раковины и пропитанной слизью глинистой стенки хода червя. Трубка червя со станции 802 близка по составу к предыдущей, в то время как состав ожелезненных раковин с поверхности осадка изменчив. Максимальное содержание железа (75%) при минимальном содержании марганца (0,02%) и карбоната кальция (0,55% CaO) установлено в одной из конкреций с Каламитского конкреционного поля (ст. 891).

Погребенная конкреция (ст. 891) отличается от прочих максимальным содержанием марганца (17,2% MnO<sub>2</sub>) и фосфора (0,71% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) при относительно умеренном содержании железа, что свидетельствует о сложном характере процесса растворения конкреций при захоронении.

Интересны также результаты микрозондового исследования различных участков ожелезненных раковин и трубок червей (таблица 3).

Результаты детального микрозондового анализа свидетельствуют о крайне неравномерном распределении элементов в минерализованных раковинах и трубках червей, что обусловлено рядом факторов. Важнейшим из них является, по-видимому, пестрый состав исходного материала (карбонат кальция, терригенный материал, органическое вещество), что предопределяет мозаичное распределение физико-химических параметров в активном слое осадков и неравномерность процесса минерализации, о чем, в частности, свидетельствует широкий диапазон колебаний отношения Mn/Fe в пределах каждого исследованного образца.

Таблица 3.

**Состав железомарганцевых образований (%)  
по результатам микрозондового анализа**

Объект	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>
Ожелезненная раковина, ст. 848											
Наружная корка	3.56	91.52	0.42	1.84	0.66	2.74	9.49	4.24	1.00	–	–
Пористая часть	60.33	4.34	11.54	3.27	–	4.84	4.73	4.23	0.40	5.33	0.69
Ожелезненная раковина, ст. 800											
Общая масса	65.07	1.49	13.89	0.55	0.15	4.35	2.94	3.05	0.19	5.57	1.09
Наружная корка	61.30	2.41	17.04	7.02	–	3.02	2.60	1.74	0.68	4.00	0.63
Подкорк. слой	8.95	53.20	10.37	4.43	0.81	8.78	4.81	4.27	0.82	0.60	0.87
То же, край	82.04	2.16	6.33	0.88	–	4.66	Сл.	0.34	0.61	2.68	–
То же, сред. часть	5.55	2.75	47.89	20.66	2.10	13.80	4.00	2.03	2.42	0.37	9.32
Ядро, край	17.70	3.43	45.52	18.62	–	6.28	1.93	3.76	1.45	0.93	0.42
Ядро, центр	9.77	59.02	21.48	7.40	0.39	6.45	4.65	4.10	1.02	1.05	0.59
Ожелезненный ход червя, ст. 802											
Наружный слой	66.35	1.95	13.00	2.22	–	3.33	2.21	1.64	0.37	5.11	0.32
Центр, часть	56.35	12.13	12.60	1.04	0.48	5.71	2.78	3.80	–	5.60	–
Темная часть	29.42	2.78	37.85	14.65	–	6.52	2.58	1.83	2.88	1.37	–
Блеклая часть	57.87	2.15	18.80	2.30	–	3.75	2.95	3.53	0.34	6.80	0.70

Микроэлементный состав минерализованных раковин и трубок червей также характеризуется значительной пестротой (табл. 4).

Один образец минерализованной раковины (852-2) значительно отличается от всех прочих максимальным содержанием железа (75% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в сочетании с минимальным содержанием марганца и целой серии микроэлементов, как рудных (кобальт, никель, медь, цинк), так и литогенных (литий, скандий, цирконий, ниобий и др.).

В то же время для некоторых других элементов характерно относительно стабильное содержание с незначительным диапазоном содержаний (ванадий, хром, кобальт, цинк, свинец и др.).

При сопоставлении этих результатов со средним содержанием элементов в черноморских железомарганцевых конкрециях, приведенным в работе Е.Ф. Шнюкова с соавторами [324] и рассчитанным по имевшимся в то время литературным и оригинальным данным (последняя графа в табл. 4) выявляется удовлетворительное совпадение результатов по одним элементам (скандий, хром, никель, медь, цинк) и значительное расхождение по другим. Так, приводимые названными авторами результаты по ванадию, мышьяку, цирконию, ниобию, кадмию, вольфраму и таллию существенно выше наших, что, видимо, обусловлено различными методами выполнения анализов. В данном случае мы отдаем предпочтение своим данным, полученным главным образом методом индуктивно связанной плазмы в сочетании с масс-спектрометрией (ИСП-МС) с контролем результатов по международным стандартам состава железомарганцевых конкреций. Заметим также, что данные по содержанию ряда микроэлементов мы приводим впервые (литий, бериллий, иттрий, серебро, висмут).

Относительно генезиса описанных железомарганцевых образований Г.Н. Батурин присоединяется к концепции, разработанной Н.М. Страховым [270]. Согласно этой концепции, железомарганцевые конкреции как Черного моря, так и ряда северных морей формируются в результате миграции железа, марганца и сопутствующих элементов из восстановленных осадков в перекрывающий его окисленный слой, где происходит коллоидно-химический процесс аккреции свежесформированных гидроксидов. При этом роль бактериальной флоры является опосредованной, поскольку ее жизнедеятельность локализована в основном в промежуточном слое осадков



Таблица 4.

**Микроэлементы (г/т) в железомарганцевых образованиях**

Элемент	№ станций								
	798–К	848–К	800–К1	800–К2	(852–К)	891–К	800–Г	802–Г	Сред.*
Ag	–	–	0.36	–	0.16	0.08	0.48	–	–
As	594	481	547	–	310	283	503	774	830
Ba	1560	1770	1456	1000	42	2185	1363	956	1460
Be	–	–	0.79	–	<0.07	1.25	1.65	–	–
Bi	–	–	0.16	–	0.032	0.20	0.23	–	–
Br	39	29	–	–	–	–	–	38	–
Cd	–	–	0.27	10	<0.1	2.7	0.20	–	10
Co	146	252	104	84	8	159	98.7	105	87
Cr	–	–	17.9	30	12	16	33.3	–	25
Cs	–	–	1.3	–	0.89	1.7	3.0	–	3.2
Cu	–	–	–	37	29	42.1	11.1	–	37
Ga	–	–	35.7	–	2	89.8	34.9	–	13
Hf	2.9	1.0	0.7	–	0.13	1.2	1.1	4.2	2
La	16.8	13.1	11.2	–	1.4	14.8	14.4	18.7	–
Li	–	–	9.6	11	3.5	15	20	22	–
Mo	13.9	5.0	9.7	–	11	30.6	6.2	5.0	26
Nb	–	–	2.0	–	1.4	2.0	3.0	3.9	43
Ni	–	–	165	245	19	465	164	172	241
Pb	–	–	28.8	100	0.93	26.2	22.7	120	19
Rb	–	–	21.8	–	17	26.3	38.7	–	43
Sb	4.9	6.4	7.5	–	1.8	7.2	5.4	4.2	7
Sc	5.1	4.3	5.4	–	2	6.7	7.3	5.8	5.3
Sn	–	–	0.83	–	0.47	0.72	1.5	–	–
Sr	–	–	668	740	27	930	635	–	710
Ta	–	–	0.20	–	<0.1	0.19	0.27	–	0.02
Th	6.75	2.55	2.0	–	0.74	2.9	3.4	5.7	2.7
Tl	–	–	0.22	–	<0.07	1.2	0.33	–	1.1
U	7.2	7.0	2.8	–	<0.06	3.1	3.0	8.0	2.7
V	–	–	267	160	<0.2	218	292	160	350
W	–	–	12	–	<0.1	19.2	10.0	–	40
Y	–	–	25.6	–	1.7	26.4	25.9	–	–
Zn	70	82	120	108	34	129	150	218	100
Zr	–	–	57.1	–	8.5	57.9	62.1	–	298

на окислительно-восстановительной границе, в то время как формирование конкреций происходит в вышележащем полностью окисленном слое.

Что касается скорости роста конкреций Черного моря, то она сопряжена с временем жизни верхнего окисленного слоя осадков, составляющим, по имеющимся данным, от первых десятков до 150 лет. В течение этого времени конкреции зарождаются и растут за счет диагенетического подтока вещества из восстановленного слоя, но по мере накопления осадков окислительно-восстановительная граница сдвигается кверху и в конечном результате конкреции оказываются захороненными в осадках, в которых физико-химическая обстановка эволюционирует от окислительной к восстановительной. В результате захороненные конкреции частично или полностью растворяются, о чем свидетельствуют их реликты в толще морских осадков, а резерв содержащихся в них металлов мобилизуется для роста новой генерации конкреций.

### Результаты изучения в СЭМ

Изучена одна конкреция с довольно тонкой concentрической зональностью (фиг. 1), хотя и не достигающей уровня зональности в глубоководных конкрециях. Сбоку от ядра, нарушая concentрическую зональность в конкреции, располагается раковина (фиг. 2–4), которая также минерализована. В конкреции установлена разрушенная диатомея с кокколитофоридой внутри (фиг. 3).

Основная часть конкреции при сравнительно небольших увеличениях приведена на фиг. 5. ЭДС этого участка показывает существенно железистую минерализацию, при заметном содержании кремнезема и кальция (фиг. 6). При больших увеличениях в основной массе конкреции видны остатки кокколитофорид (фиг. 7). ЭДС этого участка (фиг. 8) указывает на железомарганцевую минерализацию с заметным количеством кальция. Примеры распространения кокколитофорид в конкреции дают фиг. 9–13. ЭДС отдельной кокколитофориды (фиг. 14) мало чем отличается от анализа участка конкреции с кокколитофоридами (фиг. 8). В целом кокколитофориды минерализованы интенсивно с преобладанием марганца.

В некоторых участках конкреции мало кокколитофорид, но присутствуют глобулярные формы и ячеистый материал (фиг. 15, 17 и 18). ЭДС таких участков (фиг. 16) заметно отличается от участков развития кокколитофорид, прежде всего, доминирование марганца и пониженным содержанием кальция.

### Заключение по результатам изучения в СЭМ

Изученный образец, как и все железомарганцевые конкреции со дна кислородной зоны Черного моря, сформировался путем осаждения гидроксидов железа и в меньшей степени марганца на поверхности раковины моллюсков (фазеолин), что сопровождалось частичной импрегнацией гидроксидами самой раковины, но, как правило, далеко не полным. Примеры формирования железомарганцевых оболочек или пленок на поверхности лежащих на дне Черного моря галек, зерен терригенного материала или других предметов, пока отсутствуют. Поэтому раковины, распространенные главным образом на дне мелководной северо-западной периферии моря, оказываются единственным доступным для осаждения гидроксидов центром минерализации.

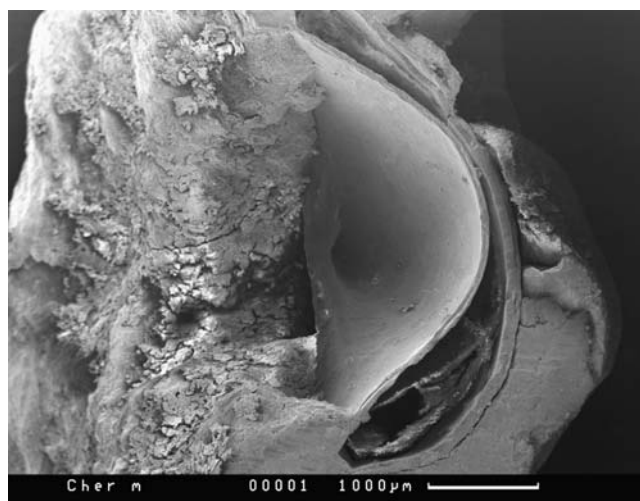
Но в тех случаях, когда на раковинах фазеолин лежат кокколитофориды, они также минерализуются, причем быстрее и полнее, чем раковина, благодаря своим мелким размерам.

Процесс минерализации происходит, вероятно, по известной диагенетической схеме Н.М. Страхова путем восстановления оксидов металлов в подповерхностном слое осадка и миграции восстановленных форм в верхний оксидный слой, где происходит их окисление и осаждение на твердой поверхности — в данном случае на раковине. При этом на ободке раковины слой оксидов обычно толще, чем на верхней и нижней частях, видимо, в связи с обтеканием раковины направленным кверху диагенетическим потоком.

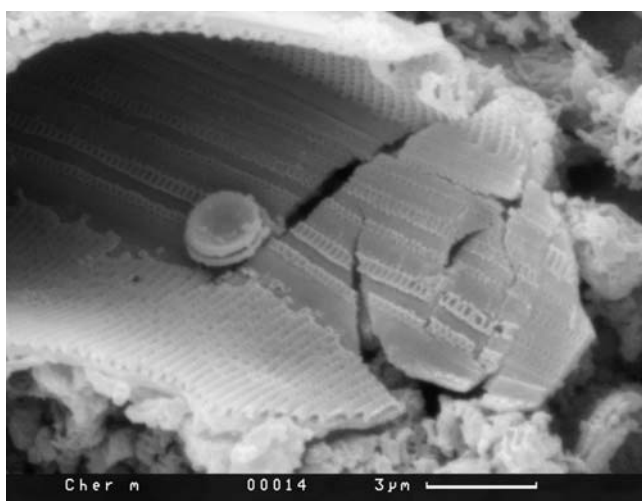
Примечателен также факт обогащения черноморских конкреций фосфором, что характерно и для конкреций северных морей в связи с тем, что все они существенно обогащены железом относительно марганца, в отличие от марганцовистых океанских конкреций, обедненных фосфором [28].



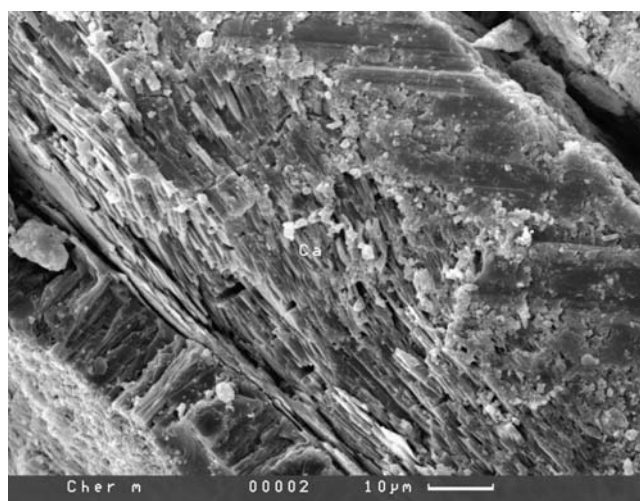
Фиг. 1. Общий вид зональной конкреции



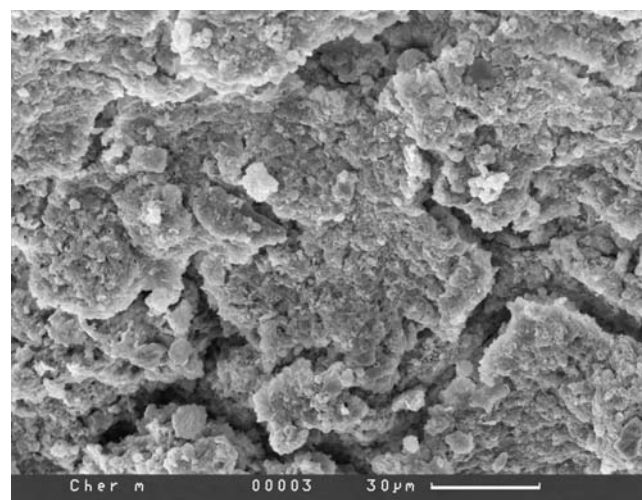
Фиг. 2. Часть конкреции с краем раковины



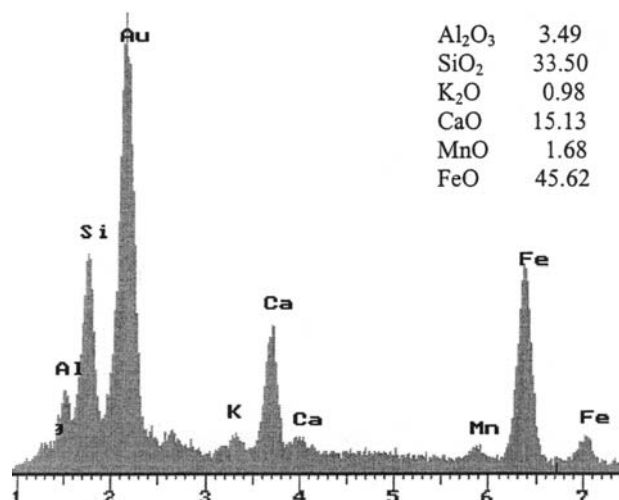
Фиг. 3. Фрагмент створки диатомеи, на которой лежит раковина кокколитофориды



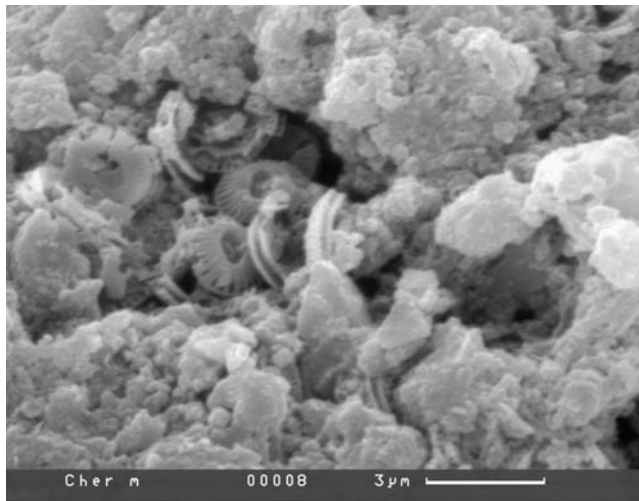
Фиг. 4. Фрагмент структуры раковины фазеолины



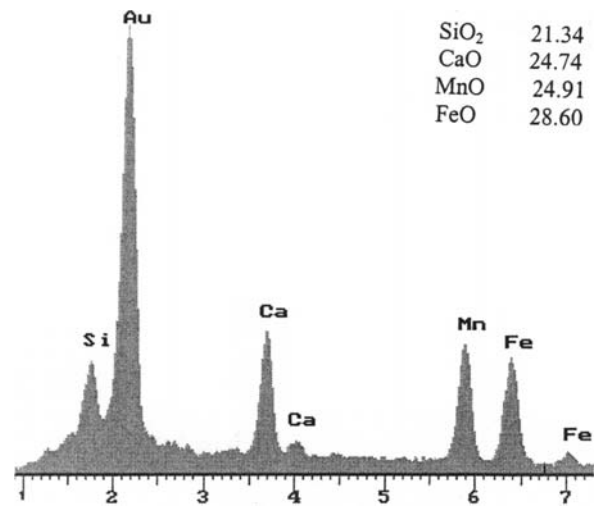
Фиг. 5. Основная железистая часть конкреции



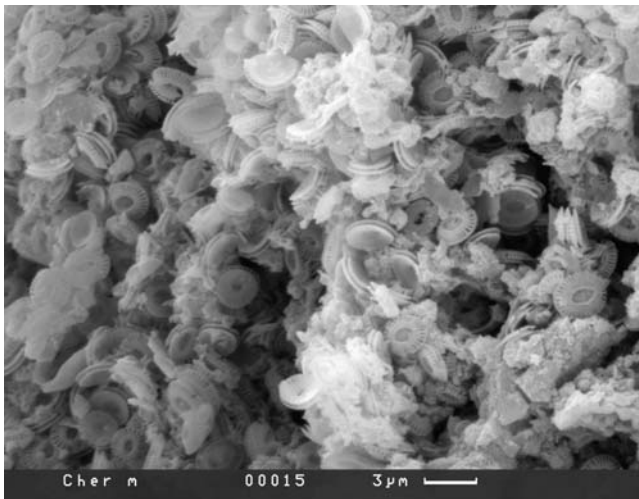
Фиг. 6. ЭДС этого участка и расчет его химического состава



Фиг. 7. Та же часть конкреции при большем увеличении. Видны остатки кокколитофорид

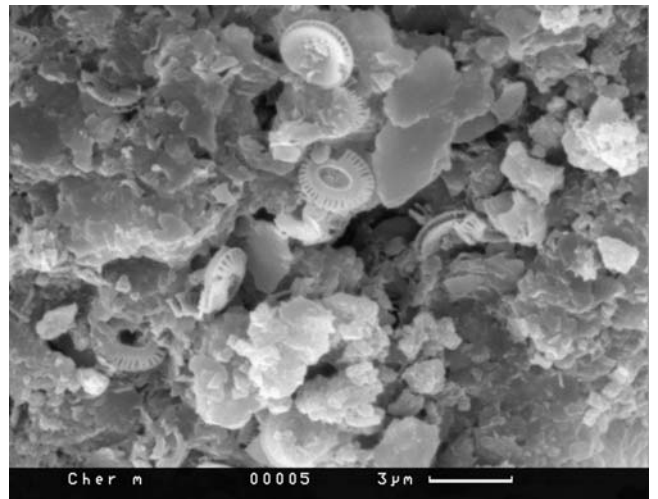


Фиг. 8. ЭДС этого участка с железомарганцевой минерализацией

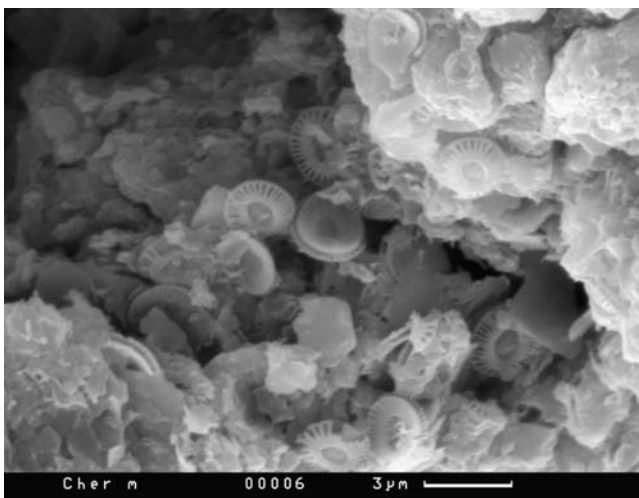


Фиг. 9.

Фиг. 9–13. Участки с различным количеством остатков кокколитофорид



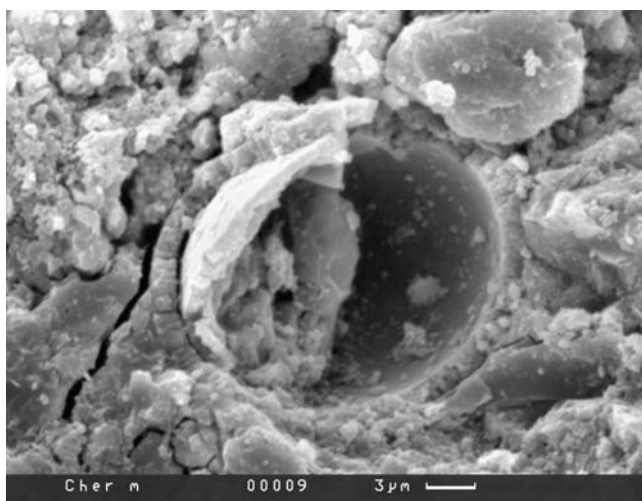
Фиг. 10.



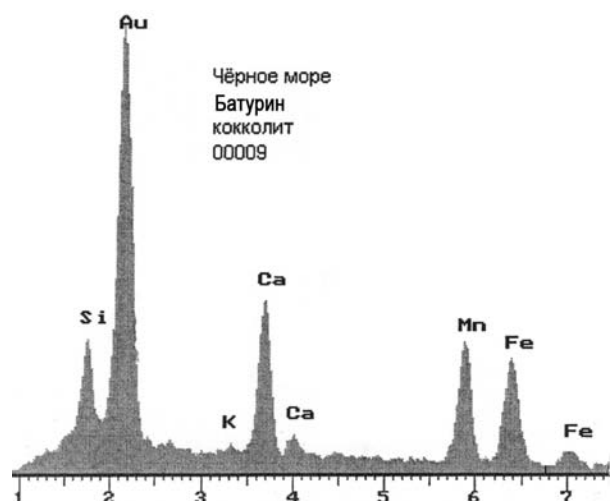
Фиг. 11.



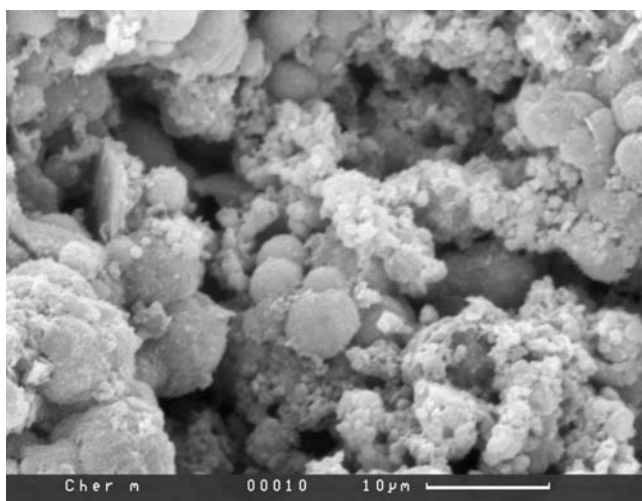
Фиг. 12.



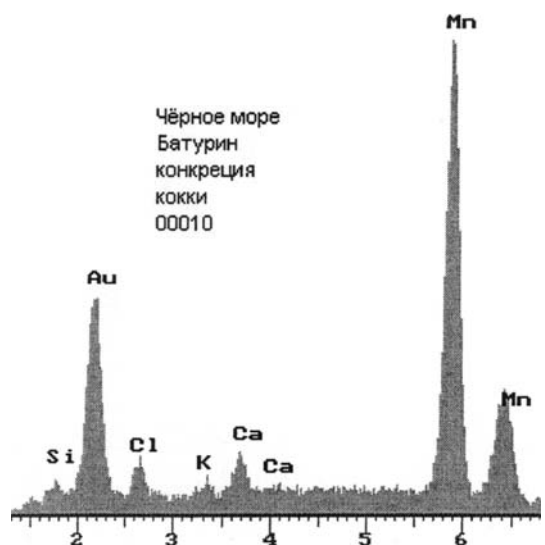
Фиг. 13.



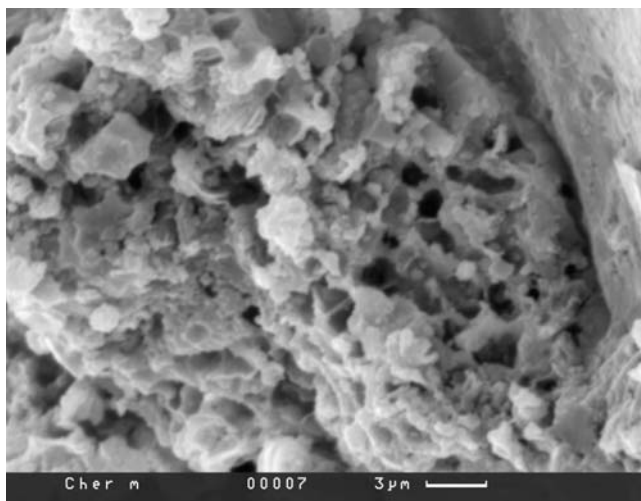
Фиг. 14. ЭДС раковины кокколитофориды



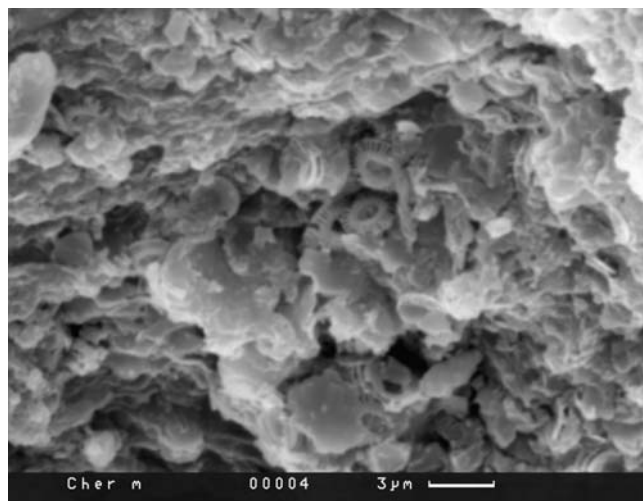
Фиг. 15, 17, 18. Участки конкреции с пористой и массивной структурой и редкими включениями кокколлитов и коккоидными формами



Фиг. 16. ЭДС такого участка с доминированием марганца



Фиг. 17.



Фиг. 18.

### 3.6.5. Железомарганцевые конкреции залива Фейн Атлантического океана, Шотландия

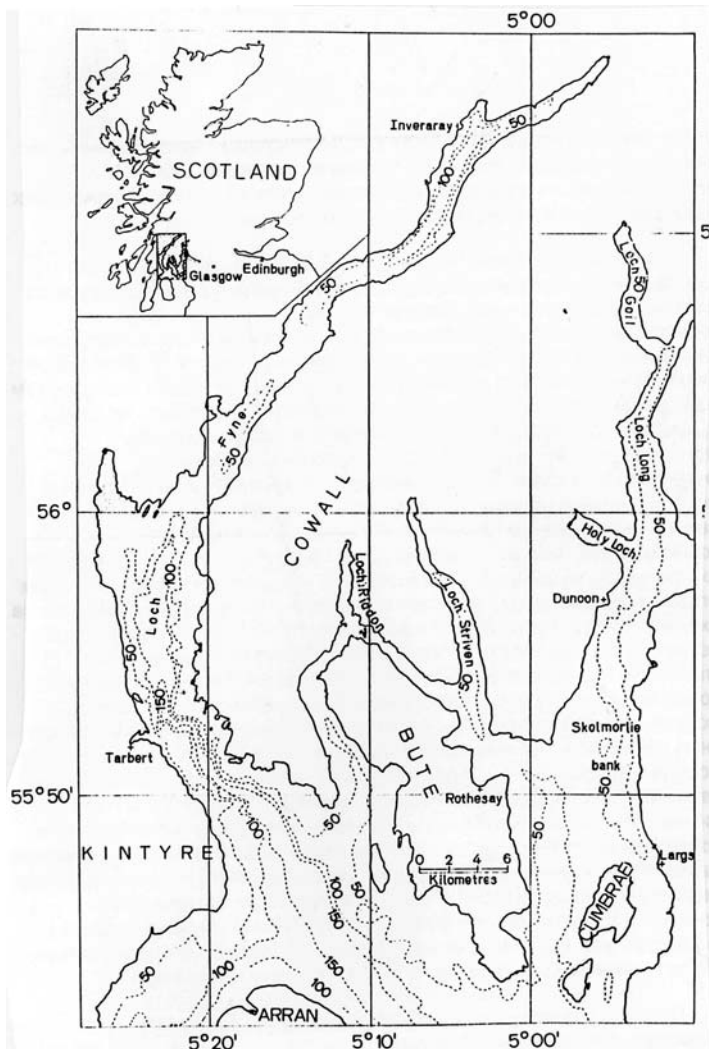
*Э.Л. Школьник (по материалам [363])*

В узком и протяженном заливе Фейн на юго-западном побережье Шотландии (рис. 1) первые находки марганцевых конкреций были сделаны еще в 70-х годах XIX века, но одно из последних изучений выполнено С. Калвертом и Н. Прицом [363]. Окружающие залив горы сложены кварцитами, филлитами, туфами, сланцами, известняками низких ступеней метаморфизма. Вокруг залива также развиты гляциальные пески и гравийники.

В заливе, общей длиной в 65 км и шириной до 7,5 км, установлено три относительно глубоких бассейна, соответственно глубиной до 200, 64 и 139 м. В этих понижениях развиты коричневые, до серых илистые глины, а на мелководье — от красных до коричневых гравелиты и раковинные пески. В наиболее южной и глубокой впадине на протяжении до 5 км вдоль ее оси, в поверхностных осадках выделяется полоса с содержаниями марганца от 5% (рис. 2). От поверхности до глубины 10–15 см встречаются марганцевые конкреции и их срастания. Распределение марганца по разрезу в осадках (до глубины 120 см) неравномерное: до глубины 18 см оно колеблется от 2 до 11%, а ниже — только десятые доли процента (рис. 3). Предварительные данные изучения иловых вод осадков, содержащих марганцевые выделения, указывают на его содержания, составляющие 10 ppm. Формы обособления минерализации — ЖМ оксидные конкреции, размером от 1 до 3 см в поперечнике и сочетание Mn-карбонатных конкреций с вмещающим цементирующим марганцево-карбонатным осадком, включающим фрагменты пустых раковин *Chlamys*. Такие сочетания в целом крайне неправильной, прихотливой формы, с резкими изгибами размером до 8 см в поперечнике (фиг. 1 и 2, шкала в см).

Некоторое представление о строении агрегатов карбонатных конкреций дают фотографии прозрачных шлифов (фиг. 3 и 4). Карбонатные конкреции неравномерные, до 8 см в поперечнике. Конкреции содержат примесь глинистых частиц, реже кварцевых. Сочетание конкреций с марганцево-карбонатной цементирующей массой желтовато-серой окраски, включает варьирующее количество их в различных соотношениях с этой массой. При оптико-микроскопическом изучении видно, что основная масса включает наряду с карбонатом и оксиды марганца, а также кластические зерна. Фрагменты раковин карбонатом марганца не замещены. Оксидные конкреции более крупные, часто обладают черной сердцевинкой и узкой внешней оболочкой толщиной до 1 см. Центр состоит из оксидов марганца, оболочка из оксидов железа.

Конкреции содержат от 25 до 31% Mn и до 5% Fe, а в сочетаниях конкреций с цементной массой: 18–19% Mn и



**Рис. 1** Карта размещения и батиметрия района залива Фейн и его окрестностей. Изобаты в м. (по [363])



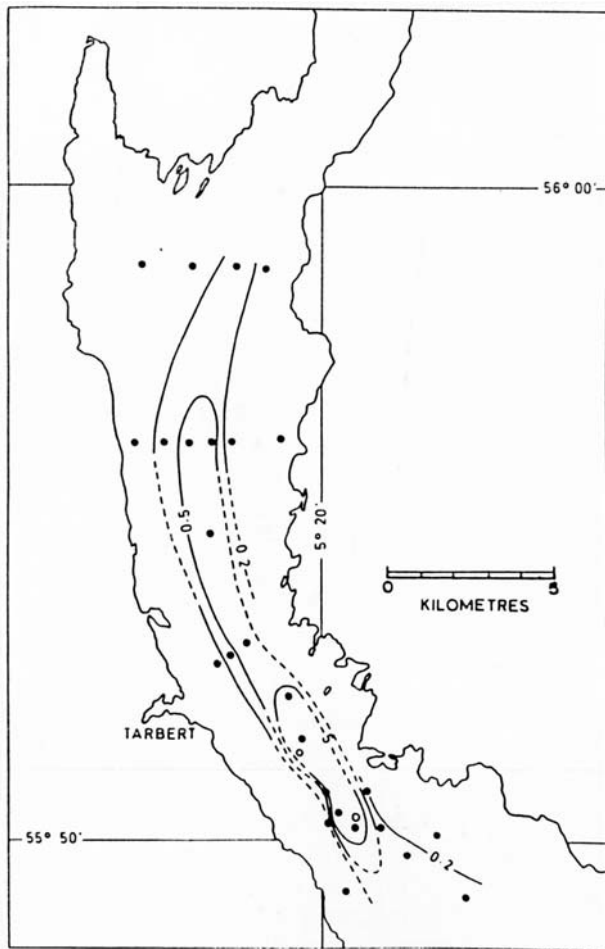


Рис. 2. распределение марганца (вес. %) в поверхностных осадках бассейна залива Фейн (по [363]).

1,4–1,9% Fe, а также постоянно Mg, CO<sub>2</sub>. В цементной массе преобладают карбонаты Mn, Ca и Mg. Авторы полагают, что образование оксидов и карбонатов металлов происходило в результате процессов диагенеза, на что, по их мнению, указывает высокое Mn/Fe отношение в оксидных фазах и обилие карбонатно-марганцевых стяжений. Хотя подчеркивают, что для реально-го ответа нужны более детальные исследования.

Тем не менее, важно отметить, что в современных осадках, в сравнительно высоких широтах, происходит формирование не только оксидов, но и карбонатов марганца. Хотя раковины двустворок пустые, не замещаются марганцем и в СЭМ не изучены, относительное обогащение осадков ОВ могло быть главным стимулирующим эффектом для фиксации марганца в осадка.

Приведенные выше данные о проявлениях карбонатной марганцевой минерализации в современных морских обстановках не говорят о возможности в этих обстановках формирования крупных месторождений карбонатов марганца. Скорее, это примеры незначительной минерализации. Тем не менее, важно проанализировать условия, при которых реализуются процессы образования, главным образом, конкреционных руд карбонатов марганца.

Характерно, что большей частью эти проявления устанавливаются в бескислородных или/и обогащенных органическим веществом

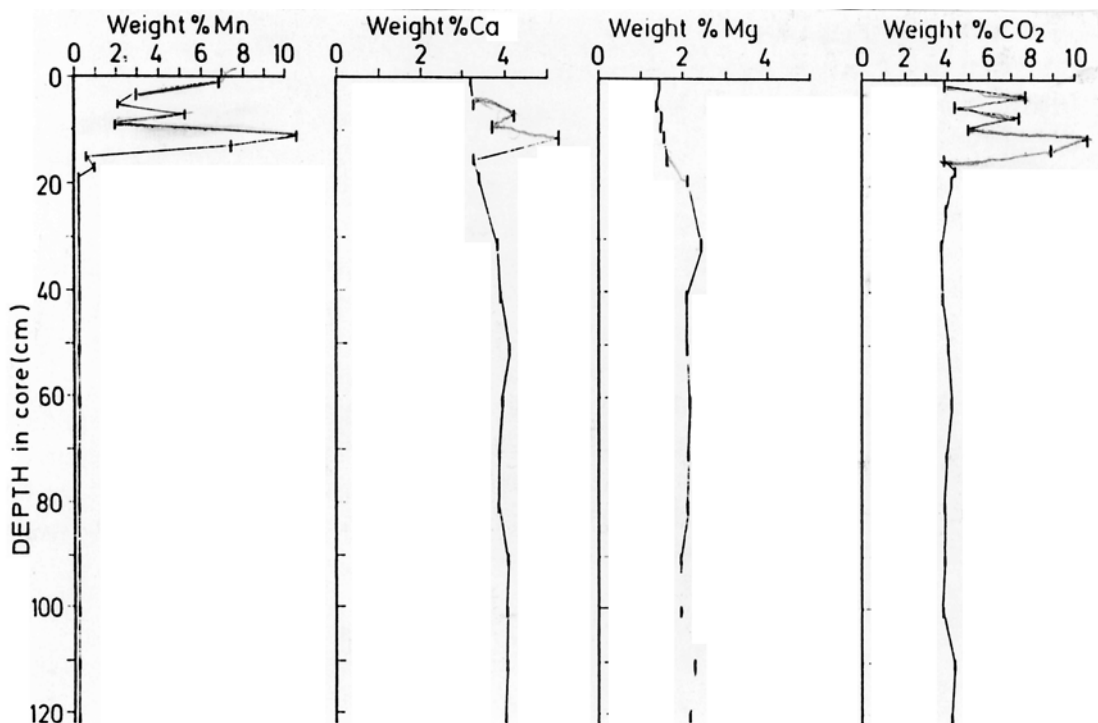
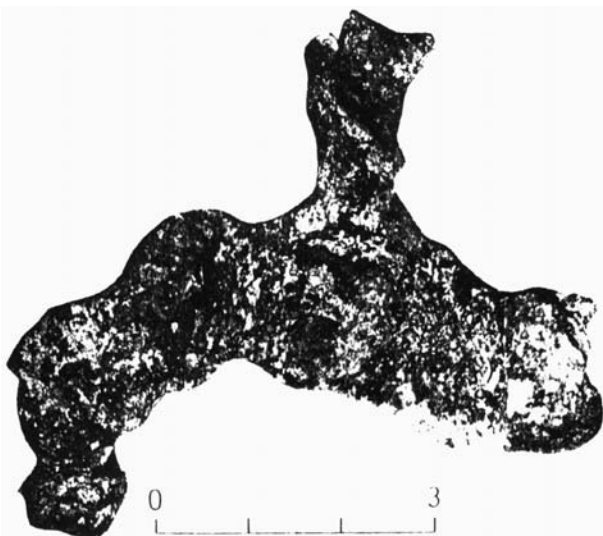


Рис. 3. Распределение Mn, Ca, Mg и CO<sub>2</sub> (вес. %) в осадках по разрезам гравитационных трубок из глубоководной области залива Фейн (по [363]).

осадках, т.е. в заметно восстановительных обстановках, как в океане, так и в морях. Вмещающими являются биогенные или глинистые осадки, часто и с примесью терригенного и туфогенного обломочного материала. Форма проявления карбонатов марганца чаще всего — конкреции и корковидные конкреционные образования, и реже, собственно масса отложенного осадка, хотя всегда ограниченного по мощности и протяженности. При явно недостаточно полном изучении, особенно, в СЭМ, наиболее вероятным процессом образования скоплений карбонатов марганца может считаться диагенез, а источником марганца, вероятнее всего, являются иловые воды осадка. Однако, данных о роли биоса в этих процессах мало, и хотя почти нет данных о замещении марганцем скелетных органических остатков, но, вероятно, что микробиальные скопления могли быть основой для формирования многих, если не всех конкрециевидных форм.

Таким образом, хотя рассмотренные примеры не дают ясной и полной картины развития рудоконцентрирующего процесса и недостаточно изучены в СЭМ, тем не менее, они указывают на некоторые важные элементы, которые сопровождают рудогенез и, несомненно, должны учитываться при создании рудогенерирующих моделей.

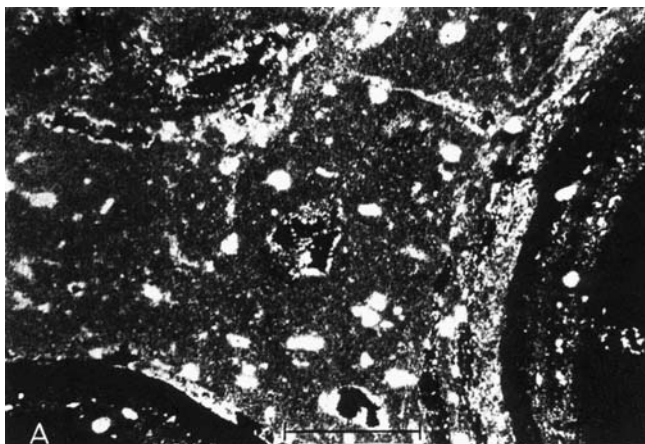
Особую роль в сложении некоторых карбонатных марганцевых руд играют оолитовые или онколитовые разновидности, хотя, может быть, и не столь значительную, как для железных руд. Поэтому полезно рассмотреть имеющуюся информацию по ним в молодых осадках современных океанов. Для этого следует привлечь данные по району Гвинейского залива.



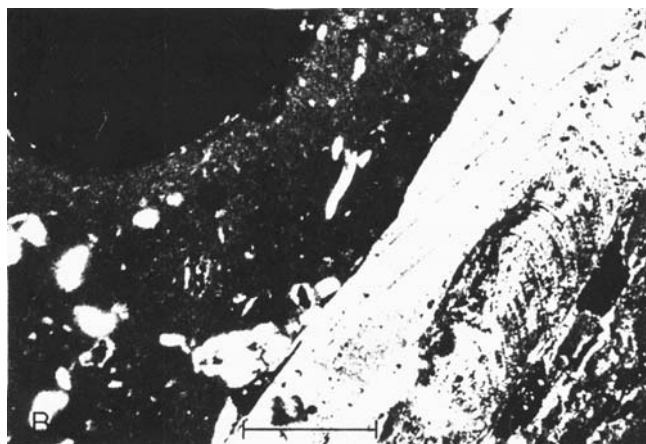
Фиг. 1. Неравномерная марганцевая карбонатная конкреция из близповерхностных осадков залива Фейн



Фиг. 2. Срез поверхности сцементированных марганцевым карбонатом агрегатов из марганцевых конкреций и фрагментов раковин



Фиг. 3. Фотография шлифа агрегатов из карбонатных марганцевых конкреций, сцементированных карбонатом марганца. Края двух конкреций, показавших смесь карбонатов и оксидов. Конкреции почти целиком замещены карбонатом и содержат класические зерна в основной массе. Линейка 1 мм.



Фиг. 4. То же. Конкреция в левом верхнем углу и фрагмент раковины (вправо), видимо, не затронутых карбонатным цементом. Линейка около 1 мм.

### 3.6.6. Железомарганцевые корки Японского моря

*Г.Н. Батурин*

#### История исследования

Японское море, дно которого изобилует подводными горами вулканического происхождения, активно изучается российскими и зарубежными исследователями, особенно японскими.

Основные черты его геологического строения описаны во многих публикациях, в том числе в обобщающей работе [71а].

Впервые сообщение о железомарганцевых корковых образованиях на поверхности подводных гор Японского моря было сделано в 1975 г. [108а]. Следующее столь же краткое сообщение появилось через 11 лет [335а].

В 1985 г. в Японском море был проведен 35-й рейс научно-исследовательского судна Института океанологии РАН «Дмитрий Менделеев» под руководством автора с целью выявления характера и масштаба фосфатной и железомарганцевой минерализации на подводных горах западной (российской) части этого бассейна [29а].

В рейсе было выполнено около 20 геологических станций, на которых драгами и дночерпателями была собрана коллекция железомарганцевых корок, конкреций и ожелезненных пород, которые изучались с применением методов оптической микроскопии, аналитической электронной микроскопии, а также химического, нейтронно-активационного и плазменного анализа. Часть этих результатов опубликована в работах: [34а, 97а, 254а].

В последнее время интерес к этой теме возродился и появились новые сообщения о распространении и составе железомарганцевых корок на дне Японского моря: [18а, 18б, 217а].

Настоящая работа базируется на исследовании материалов, собранных в 35 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев».

#### Характер материала, его химический и минеральный состав

Образцы корок собраны с трех участков: поднятия Северный Ямато (станция 3144, глубина 1450–2250 м), вулкана Тарасова (станция 3135, глубина 2050–2100 м) и горы Беляевского (станция 3136, глубина 2600 м).

Корки с поднятия Ямато представляют собой рыхлые пористые бугорчатые покровы толщиной до 10 см, залегающие на литифицированных гравийно-галечных осадках. Корки с вулкана Тарасова отличаются грубослоистой текстурой за счет чередования плотных массивных дендритовых участков и тонких слоев колломорфного материала.

Корки с вершинной части горы Беляевского представлены уплощенными плитчатыми образованиями неправильной формы размером 5–12 см в поперечнике и 3–5 см толщиной, с многочисленными отпечатками раковин двустворчатых моллюсков, захороненных под слоем быстро осадившихся из гидротермального раствора гидроксидов.

**Химический состав корок.** Основной и частично микроэлементный состав нескольких образцов корок приведен в таблице 1.

Наиболее характерными чертами химического состава большей части исследованных образцов является значительное доминирование марганца над железом, низкое содержание алюминия и титана. Наряду с этим корки обеднены, по сравнению железомарганцевыми корками и конкрециями на подводных горах открытого океана, рудными металлами, за исключением молибдена, а также многими микроэлементами, включая редкоземельные.

Особенностью редкоземельного состава корок является, судя по имеющимся единичным данным [34а], значительный диапазон колебаний цериевой аномалии и отсутствие положительной европиевой аномалии, свойственной многим, но не всем гидротермальным коркам.

**Минеральный состав корок**, определявшийся методами аналитической электронной микроскопии [97а], является разнообразным и сложным.

Во всех корках с горы Беляевского и Северного Ямато установлена ассоциация бернессито-подобных минералов: обычный 7Å — бернессит, 14Å — Са-бернессит и клинобернессит. Послед-

Таблица 1.

**Химический состав гидротермальных корок Японского моря [34а]**

Элемент	№№ образцов								
	3135-А	3135-Б	3136-А	3136-Б	3136-7	3136-8	3136-9	3136-1	3097
Макроэлементы, %									
MnO <sub>2</sub>	44.24	54.04	69.97	80.15	69.98	52.00	44.08	0.57	62.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.77	10.00	1.43	1.03	2.04	12.07	9.28	34.83	2.66
SiO <sub>2</sub>	–	2.30	11.10	6.33	15.30	20.76	–	–	6.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.03	2.77	2.30	1.33	3.72	0.01	0.27	0.15	0.70
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.17	0.08	0.05	0.14	<0.01	0.04	0.03	0.03
MgO	–	2.92	2.82	2.05	2.19	2.57	–	–	2.87
CaO	2.34	0.74	4.84	3.98	2.03	0.52	1.38	0.31	1.89
K <sub>2</sub> O	2.01	1.38	1.01	0.70	0.86	2.17	1.07	2.84	1.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.58	0.16	0.03	0.20	0.24	0.33	0.31	0.21
C <sub>орг</sub>	0.09	0.41	0.19	0.47	0.15	0.07	0.14	0.16	0.10
Микроэлементы, г/т									
Co	567	750	48	42	50	34	48	119	174
Ni	1550	1730	105	65	88	130	363	99	49
Cu	540	560	29	36	25	8	63	49	8
Zn	519	574	72	33	44	123	255	93	37
Mo	150	170	240	220	270	150	410	<20	640
Pb	237	207	47	59	57	41	47	31	48
V	590	550	110	50	50	160	420	400	140
Cd	10	3	12	11	9	10	18	8	15
Cr	72	15	9	8	8	6	8	9	2
Sr	1170	1290	530	500	410	1260	1080	1640	570
Li	23	23	5070	1210	157	16	1030	10	460

ний всегда представлен двойниками, которые часто образуют закономерные сростки с предыдущей разностью. В некоторых образцах выявлены частицы безжелезистого вернадита в ассоциации с бернесситом, что является одним из показателей гидротермального генезиса минерала.

Выделенная из образца с подводной горы Беляевского фракция бернессита имеет близкое к валовой пробе содержание марганца, что свидетельствует о мономинеральном составе рудного вещества. Там же в ассоциации с бернесситом был идентифицирован в подчиненном количестве тодорокит с соответствующими параметрами кристаллической решетки.

При исследовании рудного прослоя в корке с вулкана Тарасова было установлено, что она, в отличие от вышеописанных, состоит исключительно из тодорокита.

Следует отметить, что наряду с железомарганцевыми корками на подводных горах Японского моря распространены фосфориты, первое сообщение о которых было опубликовано в 1981 г. [189а]. Позднее они были исследованы более детально и было установлено, что нередко они распространены на одних и тех же подводных горах вулканического происхождения, но генезис фосфоритов, в отличие от железомарганцевых корок, связан не с вулканогенными, а с биогенно-диagenетическими процессами [276, 296].

### Результаты исследования в СЭМ

Наибольший интерес в минералогическом и геохимическом плане представляют многофазные корки с горы Беляевского, которым уделено основное внимание.

Фрагмент участка корки, состоящего преимущественно из бернессита, показан в натуральную величину в центре фиг. 1, демонстрирующей бугорчатую поверхность образца. Микрострук-

тура этого участка неоднородна. При разных увеличениях выявляются неравномерно-глобулярные, слоистые, сетчатые, реже колломорфные микрзоны в разнообразных сочетаниях.

На фиг. 1а показано скопление глобул правильной округлой формы диаметром от 10 до 60 мкм с гладкой поверхностью, на которой иногда видны поры диаметром 1–3 мк. На фиг. 1д видны глобулы примерно одинакового размера (диаметром около 10 мкм) в массе бесструктурного материала, а на фиг. 1е — глобулы немного меньшего размера с ажурной сетчатой поверхностью (леписферы). На фиг. 1б и 1в показаны детали строения такой поверхности и на фиг. 1в — расслоение колломорфной гидроксидной массы, возможно, в результате прогрева образца в ходе просмотра его по микроскопом.

В другом образце превалирует тодорокит, игольчатый кристалл которого длиной несколько мкм показан в центре фиг. 2. Микроструктуры различных участков этого образца также неоднородны, включая сферолитовые стяжения с бугорчатой поверхностью до 20–50 мк в диаметре (фиг. 2а). В центре одного такого стяжения видно ядро (мелкая глобула диаметром 10 мк), вокруг которого формируется массивная оболочка радиально-лучистого строения толщиной 20–25 мк (фиг. 2б). Обломок другого подобного образования показан на фиг. 2е, но здесь вокруг относительно крупной глобулы диаметром около 20 мк формируется оболочка толщиной 5 мк. Здесь же встречаются участки блочного строения (фиг. 2в), скопления разноориентированных удлинённых занозистых частиц длиной до 30–40 мк (вероятно, тодорокита) (фиг. 2г) и агрегаты, состоящие из обломков глобул в сочетании с бесструктурной массой (фиг. 2д).

При дальнейших исследованиях установлено, что для образцов с горы Беляевского наиболее характерна именно глобулярная микроструктура рудного материала.

При малых увеличениях видны, наряду с неконсолидированными скоплениями частиц разнообразной формы (фиг. 3а), скопления одиночных глобул разного размера и сростков глобул, покрытых общей оболочкой (фиг. 3б, 3в). Встречаются также глобулы с неплотно прилегающей оболочкой, в результате чего между ядром и оболочкой остается пустое пространство (фиг. 3г).

При больших увеличениях оказывается, что многие крупные глобулы и отделившиеся от них наружные корки имеют такую же ажурно-узорчатую поверхность, как и мелкие леписферы (фиг. 4а–4г). Некоторые глобулы покрыты двумя оболочками, разделёнными свободным пространством, в котором формируются радиально-лучистые игольчатые агрегаты (фиг. 4а), что, как полагают [97а], свойственно тодорокиту.

Примечательно, что ни в одном из сотен просмотренных препаратов не было обнаружено бактериоморфных частиц, которые часто присутствуют железомарганцевых конкрециях из других бассейнов, что используется в качестве довода в пользу участия бактерий в осадочном железомарганцевом рудообразовании [299, 300]. Видимо, в данном случае осаждение металлов из гидротермальных растворов происходило при контакте с морской водой без участия микроорганизмов.

### Заключение по Японскому морю

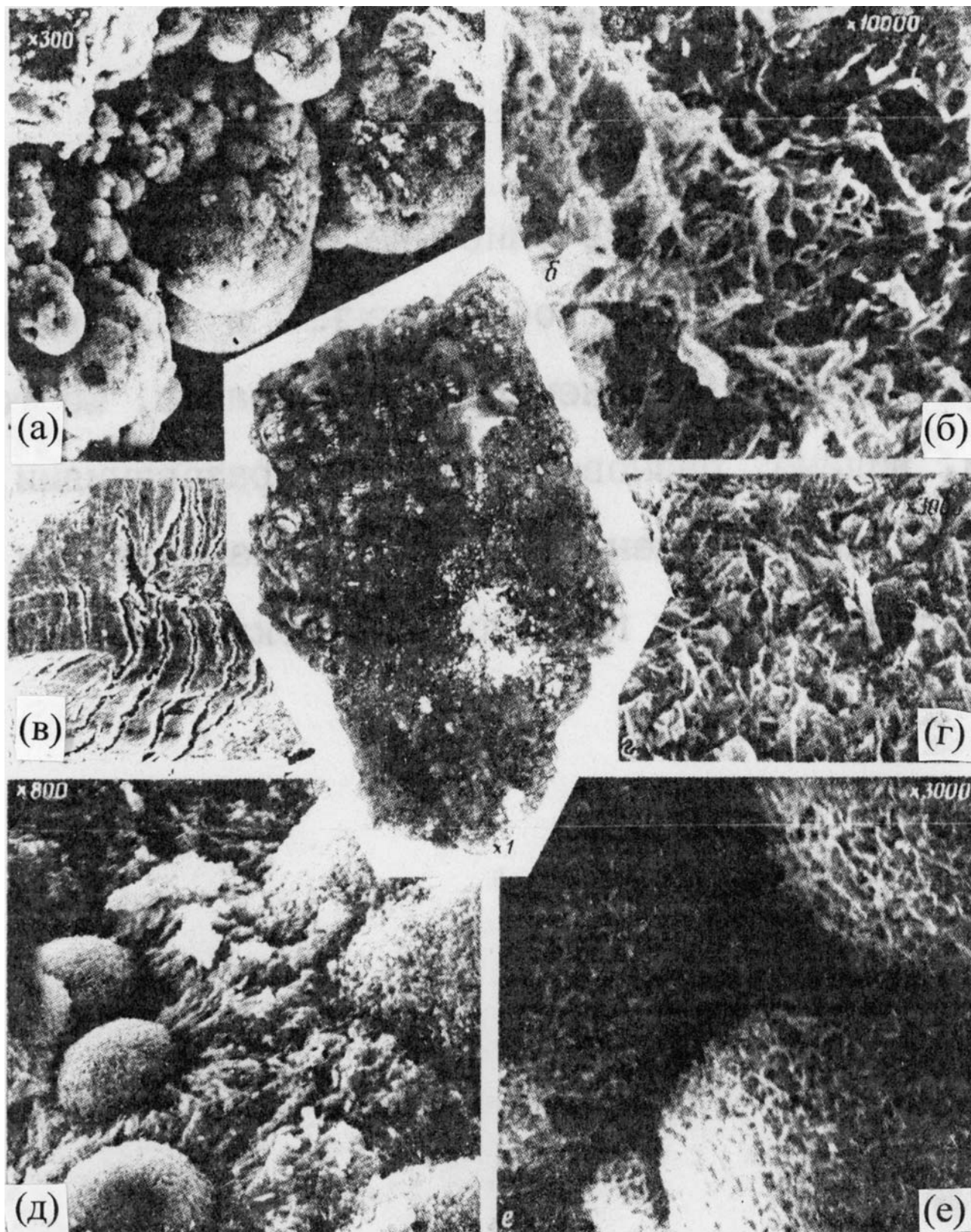
Глава «Железомарганцевые корки Японского моря» написана Г.Н. Батуриным, в ней он приводит свои результаты исследования, в том числе и в СЭМ железомарганцевых корок и делает заключение, что они существенно отличаются от других рассмотренных в данной работе железомарганцевых образований озёр и морей. Он отрицает роль биогенного фактора в образовании железомарганцевых корок Японского моря. По мнению ряда авторов данной работы (Жегалло Е.А., Герасименко Л.М., Орлеанского В.К., Школьника Э.Л.) на приведенных фотографиях формы, которые Г.Н. Батурин называет глобулами, имеют бактериальное происхождение, алогичные можно найти в разных разделах данной работы. Соседство железомарганцевых корок и фосфоритов (биогенно-диагенетических) на всех горах Японского моря скорее доказывает и биогенно-диагенетическое происхождение железомарганцевых корок.

Приведенные результаты свидетельствуют, что по условиям нахождения, морфологии, минералогии, химическому составу и микроструктурам железомарганцевые корки Японского моря существенно отличаются от других рассмотренных выше железомарганцевых образований других морей и озёр.

Отличия эти заключаются в следующем.

1. Железомарганцевые корки на дне Японского моря формируются в окраинном бассейне, непосредственно связанном с открытым океаном.
2. Процессы осадко- и рудообразования в этом бассейне контролируются вулканогенно-гидротермальной активностью.
3. Корки залегают не на рыхлых осадках, а на вулканогенных или уплотненных осадочных породах.
4. Морфология этих образований не изометричная, что типично для большей части железомарганцевых конкреций, а плитчатая.
5. Доминирующим компонентом основного химического состава корок Японского моря постоянно является марганец, а не железо.
6. Микроэлементный состав корок Японского моря отличается от такового внутриконтинентальных и северных морей за счет обогащения первых молибденом, литием и другими элементами-индикаторами гидротермального процесса.
7. Для минерального состава марганцовистых корок Японского моря характерно присутствие тодорокита, формирующегося в результате вулканогенно-гидротермальных процессов.
8. Микроструктуры марганцовистых корок Японского моря представлены леписферами, слойчатыми глобулами, ажурно-волокнистыми образованиями и агрегатами игольчатых кристаллов (по всей видимости, тодорокита), чего не наблюдается во всех других рассмотренных морских бассейнах.
9. Судя по этим признакам, описанные марганцовистые корки сформировались преимущественно за счет осаждения марганца и ряда сопутствующих элементов из растворов, поступавших в море в результате вулканогенно-гидротермальной активности.
10. Ни в одном из сотен просмотренных нами электронно-микроскопических препаратов не обнаружено признаков наличия каких-либо бактериоморфных частиц, что свидетельствует о хемогенном осаждении гидроксидов из гидротермальных растворов без участия бактерий.
11. Гидротермальные марганцовистые корки на вулканических подводных горах Японского моря нередко соседствуют с фосфоритами биогенно-диагенетического происхождения, что является одним из примеров пространственной ассоциации марганцевых и фосфоритовых отложений.





Фиг. 1. Микроструктуры участка корки, обогащенной бернесситом.

В центре — общий вид фрагмента корки (натуральная величина)

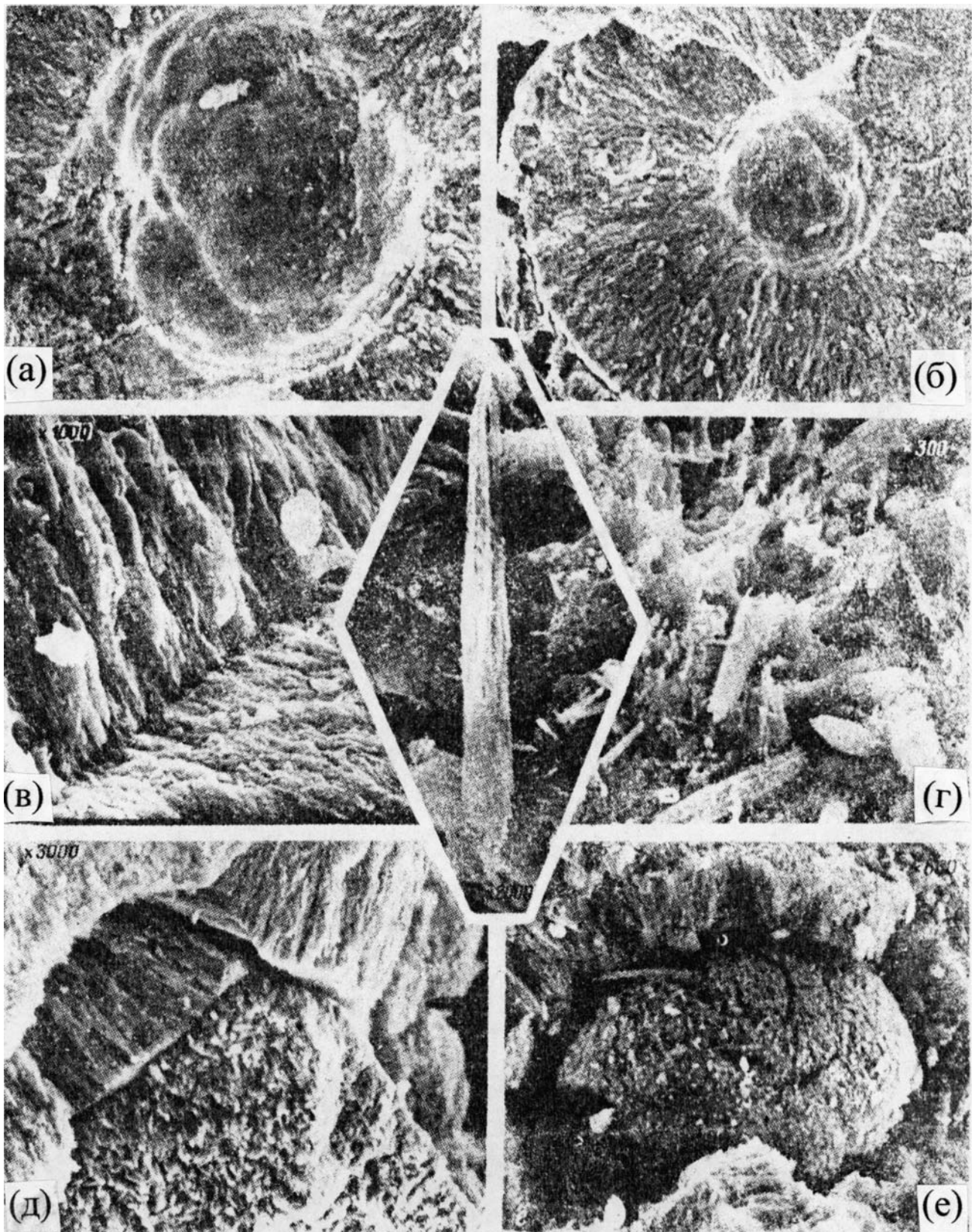
а) агрегат гладких глобул разного размера (x300);

б) и г) ажурно-волокнистое строение поверхности глобул другого типа (x10000 и x3000);

в) слоистый участок глобулы (x200);

д) глобулы в ассоциации с неструктурированной массой (x800);

е) глобулы с ажурно-волокнистой поверхностью (x3000).



Фиг. 2. Микроструктуры участка корки с преобладанием тодорокита.

В центре — игольчатый кристалл тодорокита (x15000)

а) глобула с гладкой бугорчатой поверхностью (x2000);

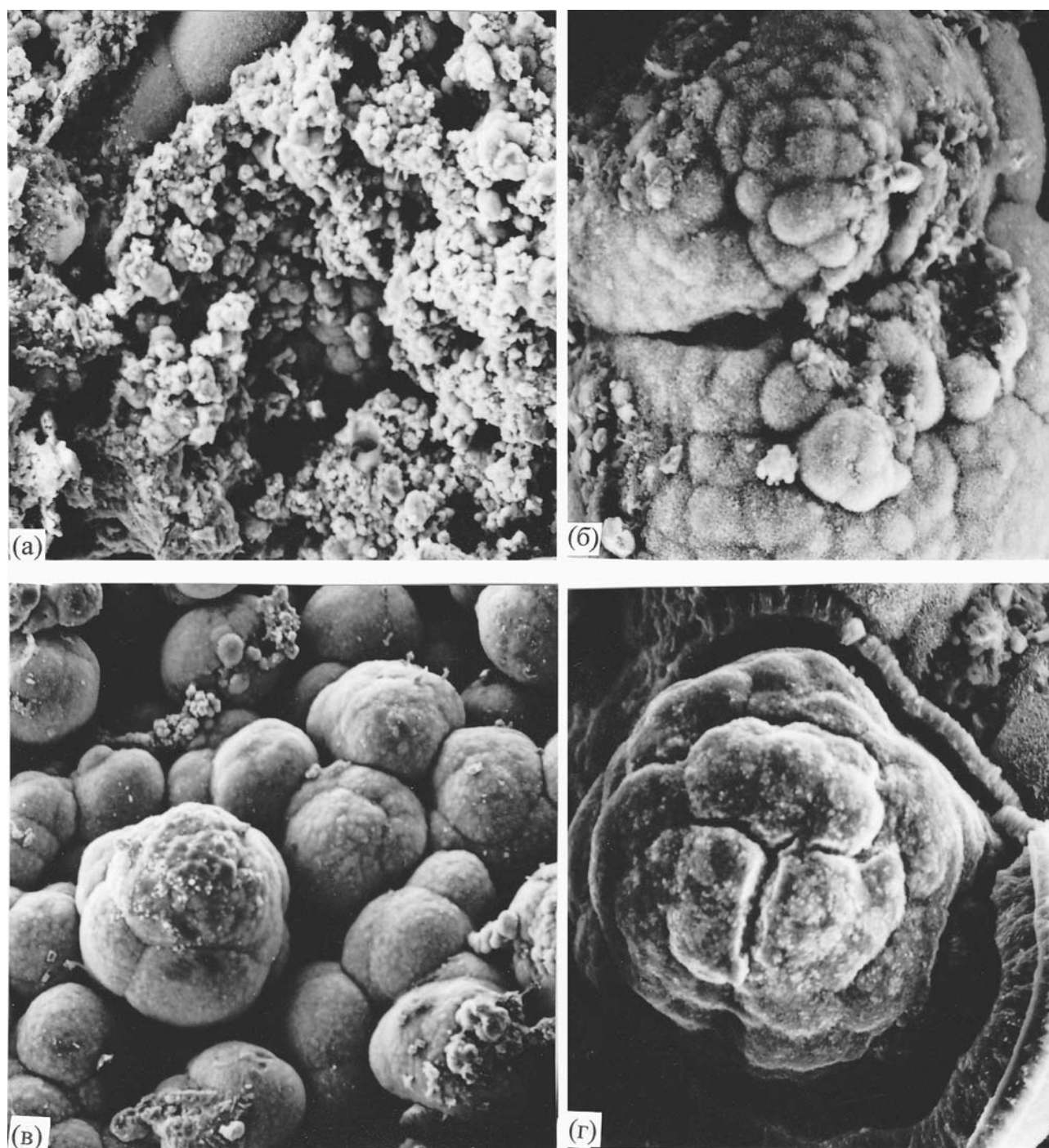
б) скол глобулы с ядром (мелкой глобулой) в центре и радиально-лучистой кристаллизацией (x1000);

в) участок блочного строения (x1000);

г) беспорядочное скопление игольчатых кристаллитов тодорокита (x300);

д) обломки глобул в сочетании с бесструктурной массой (x3000);

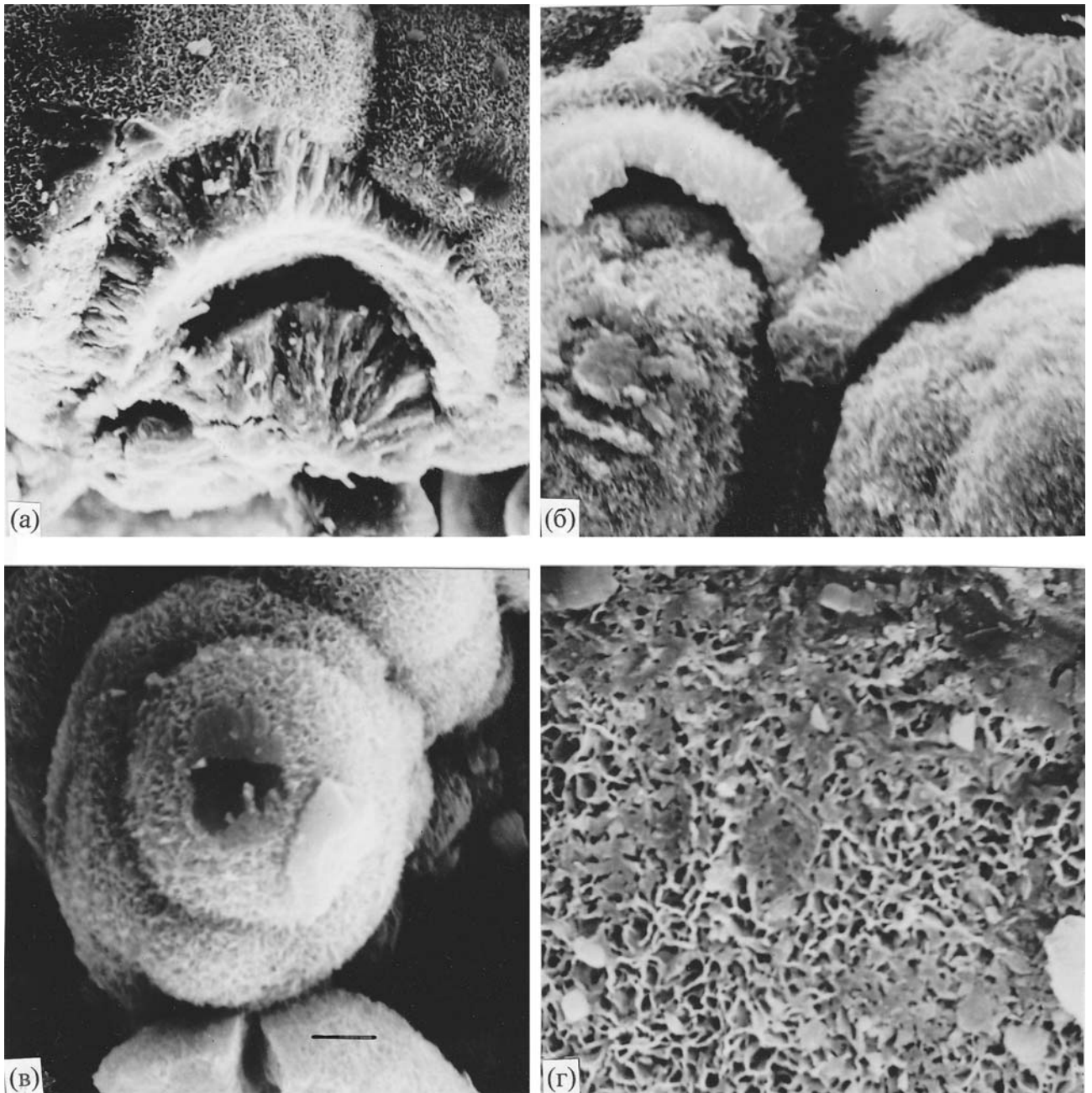
е) глобула с тонкой оболочкой (x2000).



Фиг. 3. Строение корки при малом увеличении.

- а) неструктурированный участок (x300);
- б) две глобулы в общей оболочке (x600);
- в) скопление глобул с гладкой поверхностью (x200);
- г) трещиноватая глобула, частично отделившаяся от оболочки (x800).





Фиг. 4. Строение корки при большем увеличении.  
а) глобула с двойной оболочкой (x1000);  
б) две глобулы в общей оболочке, частично отделившейся (x2000);  
в) глобула с ажурно-волокнутой поверхностью (x2000);  
г) участок такой поверхности (x2000).

### 3.6.7. Железомарганцевые оолиты ближнего шельфа Камеруна

Э.Л. Школьник (по материалам [383])

Поскольку нам неизвестны районы с развитием сравнительно молодых марганцевых онколитов, приходится ограничиться рассмотрением их оксидных железомарганцевых аналогов [383]. На шельфе Камеруна (рис. 1) они распространены на глубинах 25–30 м преимущественно в подповерхностных, перерабатываемых волнениями плейстоценовых отложениях дельты р. Санага. Изучение основывается на базе 480 станций драгирования (рис. 1), но только в семи станциях были установлены Fe-Mn онколиты, преимущественно у устья р. Санага, а также в 2 из 57 гравитационных трубок в том же районе.

Прибрежные районы Камеруна сложены преимущественно мезозойскими отложениями и окружены выходами докембрийских кристаллических пород (мигматиты, граниты) в юго-восточной части побережья и молодыми вулканическими породами (базальты, трахиты) в северной части у вулкана Камерун и в заливе на о. Бьяко (ранее известном как знаменитый о. Фердинандо-По), извержения которых имели место в историческое время. Климат района экваториальный и температуры воздуха изменяются в пределах  $27\text{--}31^\circ\text{C}$ , но в связи обычными тропическими дождями соленость в прибрежной зоне понижена до 25‰. В южной части Гвинейского залива пересекаются Гвинейское и Южно-Экваториальное течения. Термоклин преимущественно находится на глубине 25–30 м. Р. Санага — источник поступления в залив большого количества суспензионного материала, обогащенного ОВ до 2–4%, и Fe — 8–14%, но обедненного Mn — менее 0,15%.

Основная часть шельфа характеризуется развитием существенно дельтовых, сравнительно грубых доголоценовых осадков, содержащих и онколиты, частично перекрытых тонкими голоценовыми илами (рис. 2–4). Верхние слои песчано-гравийных осадков у устьев реки Санага и Ньонга содержат онкоиды до 25% объема массы, но максимум концентрации установлен в области современного устья р. Санага. Любопытна находка в одной из трубок почти миллиметровой призмы гипса, обычно характерного для мангровых эстуариев побережья Камеруна. Возможно, это указание на образование онкоидов тогда, когда уровень моря был ниже на несколько десятков метров.

Собственно оолиты имеют в поперечнике от 200 до 1000 мк, преобладают 250–350 мк. Их округлость находится в резком контрасте с вмещающими угловатыми обломочными зернами

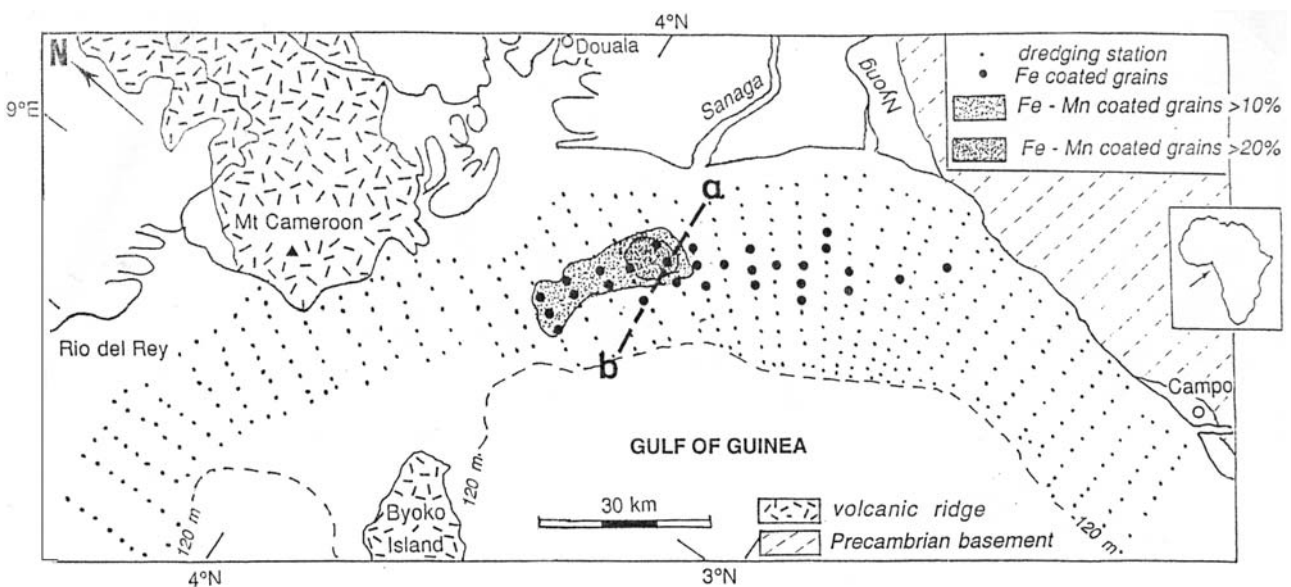


Рис. 1. Карта шельфа Камеруна с местами расположения буровых скважин.

1 — станции бурения; 2 — оолиты с Fe минерализацией; 3 — оолиты с Fe-Mn минерализацией >10%; 4 — оолиты с Fe-Mn минерализацией >20%; 5 — вулканические горы; 6 — докембрийское основание. Изобаты через 120 м, a-b — сейсмический профиль (по [383])

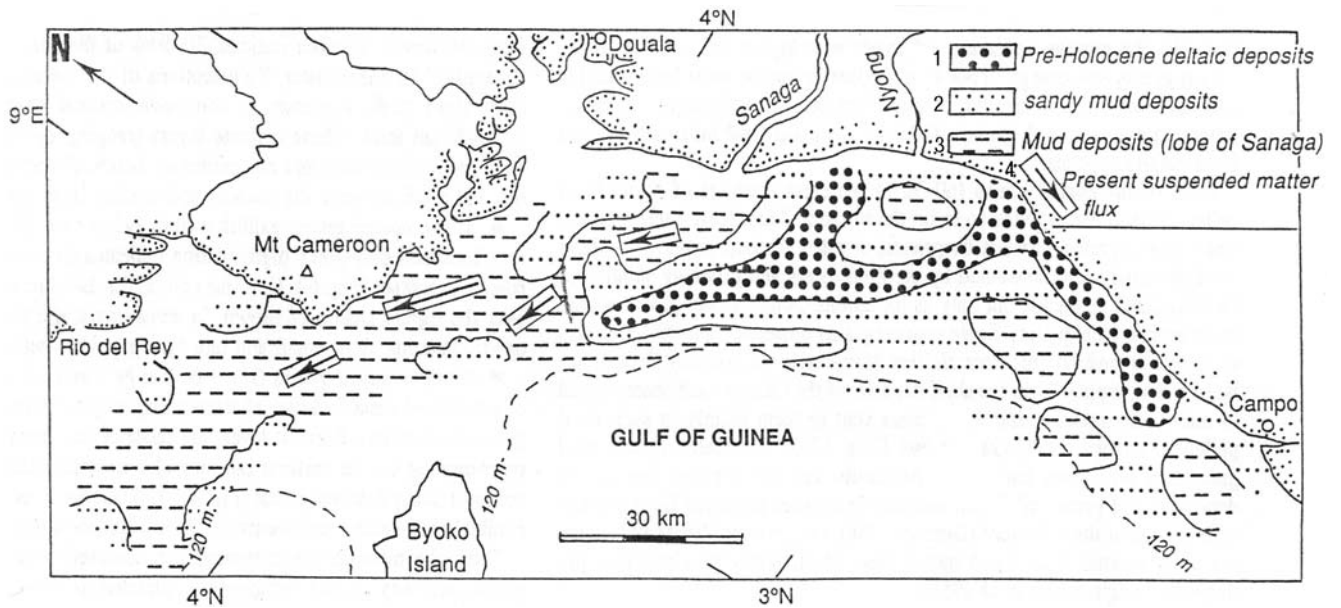


Рис. 2. Карта шельфа Камеруна с распределением песчано-гравийных дельтовых отложений (преимущественно накопление при низком уровне моря) и с голоценовыми илами и песчаными илами. Суспензионные продукты сейчас перемещаются от устья р. Санага в направлении к СЗ (указано стрелкой) (по [383]).

1 — доголоценовые дельтовые отложения; 2 — отложения песчаного ила; 3 — отложения ила (частью от р. Санага); 4 — современный поток суспензионного материала.

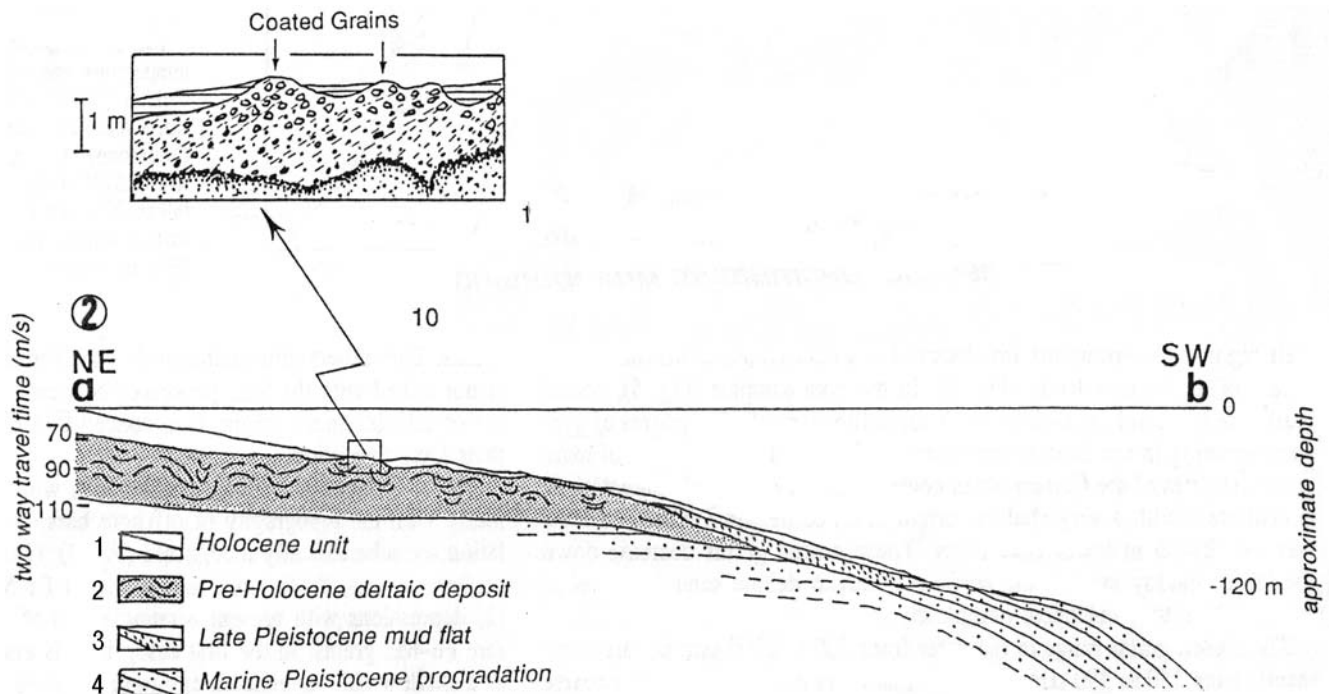


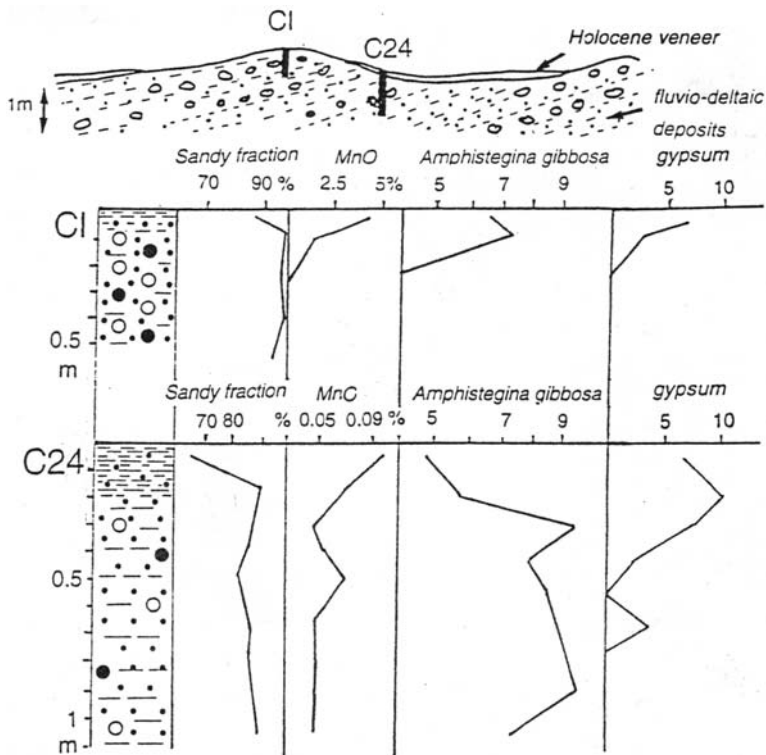
Рис. 3. Интерпретация сейсмического профиля а-б от устья р. Санага (см. рис. 1) и схематический разрез эрозивных слоев песка в верхней части голоценовых баров (по [383]).

1 — голоцен; 2 — доголоценовые дельтовые отложения; 3 — позднплейстоценовые илы; 4 — морские плейстоценовые отложения после наступления моря.

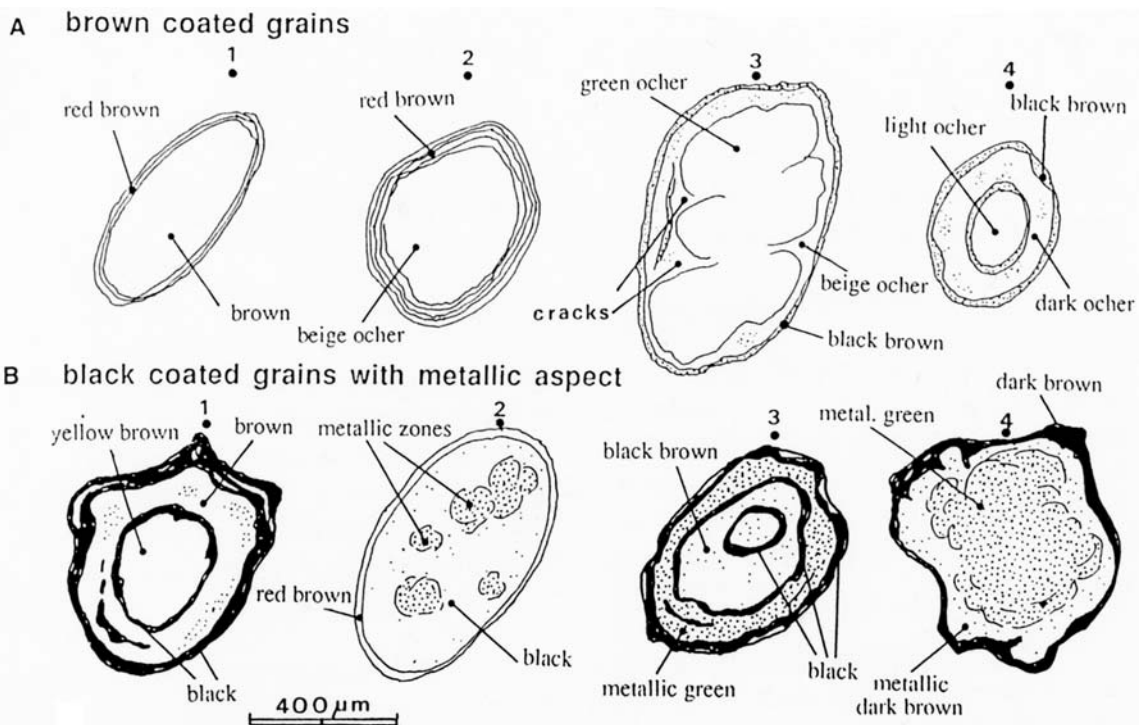
осадка, что прямо указывает на то, что оолиты — аллохтонные образования. Число концентрических полосок достигает 5.

Количество Fe-Mn зерен варьирует в зависимости от геометрии поверхности шельфа, отчасти в связи с топографией вершин баров. Рассматривались различные варианты причин аккумуляции — в мелководных областях и в депрессиях, однако они не объясняют условий возникновения оолитов.





**Рис. 4.** Два представительных разреза по скважинам в центральной части профиля (а-б) (см. рис. 1). CI – Fe-Mn оолиты концентрируются в верхней части флювиально-дельтовых отложений (переработанных в мелководной области) вне зоны современной седиментации; C24 – голоценовый ил, покрывающий верхи мелководных илисто-песчаных отложений; Fe-Mn оолиты редки или отсутствуют вдоль всего разреза. Распределение *Amphistegina gibbosa* указывает на мелководные условия (менее 30 м) и морские обстановки (частота раковин: число менее 10 г от песка), гипсовые призмы (число до 10 г от песка).



**Рис. 5.** Результаты микроскопических исследований текстурных особенностей оолитов с деталями пигментации: А – коричневые зерна и В – черные зерна с металлическим блеском.

А – 1 – эллипсоидальная фекальная пеллета с двумя оболочками; 2 – максимальное количество оболочек (4) вокруг неравномерных ядер (преимущественно глауконитовых зерен); 3 – неравномерное покрытие вокруг увеличивающейся трещиноватости внутренних первичных глауконитовых зерен; 4 – два слоя оболочек вокруг первично глинистого ядра.

В – 1 – последовательное генерация Fe-Mn и Fe слоев вокруг глинистых ядер и пустоты во внешнем кольце; 2 – металлические пятна внутри Fe – аргиллитовых ядер, кольцо богато Fe; 3 – последовательное покрытие оболочек и образование ядер с черным или с металлическим блеском; 4 – корковый слой с ботридами; металлический блеск характерен для ядра.

Большая часть (60–70%) оолитов имеют в ядре фекальные пеллеты, которые содержат мелкие зернышки кварца, биокласты и другие минеральные фрагменты, в том числе и алюмо-силикатные. Ядрами также могут быть обломки пеллет, обломки раковин моллюсков и бентосных фораминифер, кварцевые песчинки. Fe-Mn онкоиды устанавливаются по металлическому блеску корок. Некоторые их поверхности подобны ботроидам.

Схематические зарисовки строения онколитовых зерен представлены рис. 5.

Черты общего строения Fe-Mn оолитов по данным наблюдения в СЭМ даны на рис. 5 и фиг. 1 и 2, а более детально вид оболочек — на фиг. 3 и 4. Между некоторыми соседними оболочками имеются вытянутые пустоты. Такие же пустоты могут быть между ядром и первой оболочкой. Эти пустоты заполнены комбинациями нитчатых, столбчатых или полусфероидальных микробиальных структур, на которые иногда нарастает эпитаксиальный гетит (фиг. 5 и 6). Разные цианобактериальные формы также обычно покрыты (замещены?) Fe-Mn веществом (фиг. 7). На поверхностях некоторых оболочек установлены изолированные микроstructures, состоящие из марганца (фиг. 8), но они могут и интенсивно развиваться, покрывая всю поверхность ядер или оболочек. В пустотах же установлены неравномерно растущие гроздевидные скопления тодорокита. Авторы статьи считают их кристаллами. Нам представляется, что они являются микробиальными скоплениями. В целом оболочки могут содержать до 20–42% марганца.

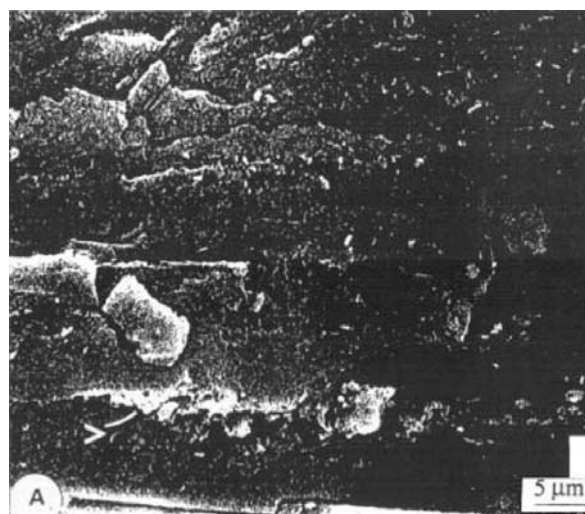
Некоторые обобщающие замечания: Fe-Mn зерна тяготеют к устьям р.р. Санага и Ньонга, их расположение в разрезе донных отложений приведено на рис. 1. Они находятся примерно в 60 км от центров недавней вулканической активности, а также в области поставки р. Санага продуктов тропического выветривания докембрийских кристаллических пород. Но ни вулканическая активность, ни поставка продуктов выветривания не могут считаться причиной формирования оолитов, ибо в современных отложениях у устья р. Санага они отсутствуют, а вынос марганца рекой сейчас невелик.

Биоминерализация для фиксации марганца в пустотах между оболочками онкоидов представляется важным элементом их формирования. Отложение марганца, по мнению авторов статьи, может быть результатом окисляющей продуктивности при бактериальном фотосинтезе. Возможно и влияние поверхностного катализа. Однако, только в 50% оболочек присутствует марганец, хотя, возможно, это связано с последующими преобразованиями оолитов при диагенезе. Возможно также, что высокие температуры воды в прибрежной зоне при низкой солености способствовали автоокислению марганца и его осаждению.

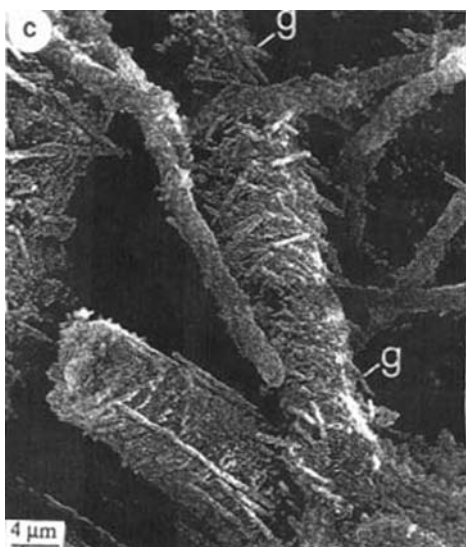
Итак, несмотря на весьма любопытную полученную информацию, вопрос о точных причинах и условиях формирования онкоидов остается полностью нерешенным. Однако, определенная роль бактериальных структур в отложении марганца кажется наиболее достоверной.



Фиг. 1. Черное зерно с варьирующими Fe-Mn корковыми слоями. Вид в СЭМ и далее



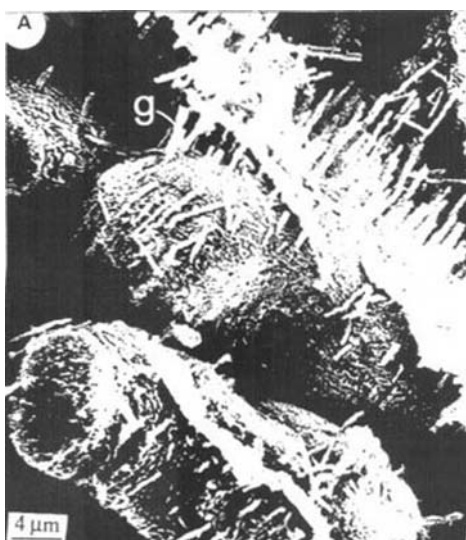
Фиг. 2. Концентрическая слоистая текстура на предшествующем зеленом «глауконитовом» зерне с неровной (разломанной) поверхностью; пустоты (v) просматриваются между ядром и корковым слоем



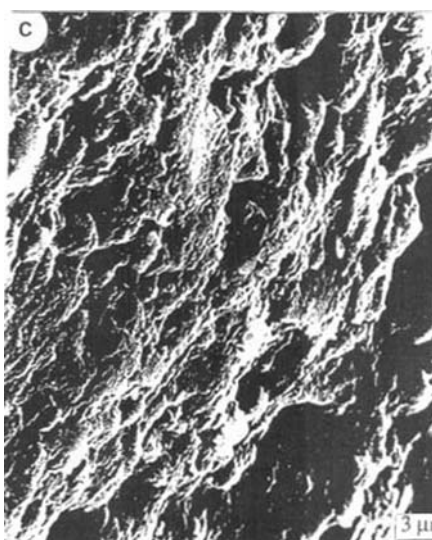
Фиг. 3. Срез поверхности Fe-Mn коркового зерна с пустотами (V), развитыми между корковыми слоями



Фиг. 4. Fe-Mn корки с пустотами (v) между ядром и корками



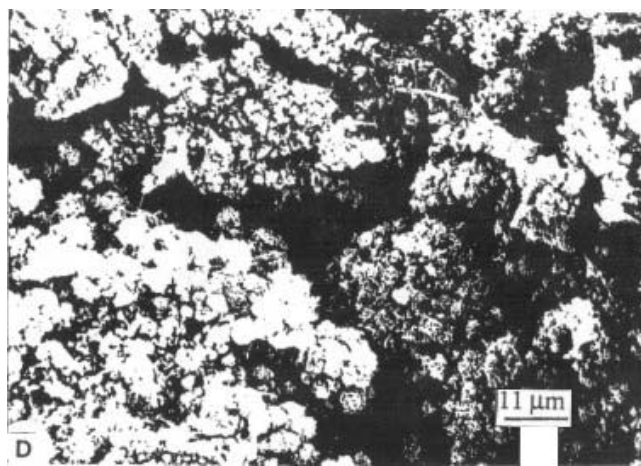
Фиг. 5. Столбчатые и нитчатые микроорганизмы, с нарощими иголками гетита (g)



Фиг. 6. Цианобактериальные столбики с игольчатым гетитом (g)



Фиг. 7. Различные цианобактериальные нарастающие формы с Fe-Mn покрытием



Фиг. 8. Изолированные марганцевые микрокорки на поверхности ядра

### 3.6.8. Карбонаты марганца в осадке Панамского бассейна Тихого океана

*Э.Л. Школьник (по материалам [443])*

В начале 80-х годов Т. Педерсен и Н. Прис [443] описали карбонаты марганца в современных осадках Тихого океана к югу от Панамы на глубинах более 2000 м. Это один из наиболее биопродуктивных районов Мирового океана и содержание  $C_{орг.}$  в илах здесь достигает 2,6%. Вследствие этого условия в них безкислородные. Было получено семь трубок на профиле, ориентированном почти в северо-западном направлении на расстоянии в несколько сот километров, начинаемая с запада от Галапагосских островов до возвышенности Коиба близь шельфа Панамы (рис. 1). Глубины опробования достигали 180 см. Осадки экваториальной Пацифики в западной части профиля представлены фораминиферовым песком с фрагментами радиолярий и диатомовых водорослей и кремниевых спикул губок. В таких песках в верхних 5–20 см встречаются марганцевые микроконкреции, а содержания марганца достигает 3%. В восточной, приконтинентальной части осадки существенно иные: в поверхностной части развиты глины, содержащие пепловые частицы, количество которых к низу увеличивается, органические остатки редки. В верхних 5–10 см этих осадков присутствуют обильные черные округлые микроконкреции (размер <50 мк), а на глубине 170 см установлены коркоподобные конкреции площадью до 1 см<sup>2</sup> толщиной до 1 мм.

Распределение содержаний Mn в осадках по колонкам почти одинаковое: ниже глубины 15 см — десятые процента, а к поверхности — увеличение доли до 1,5–4%, исключая трубку в глинах, где и на глубине 170 см содержания Mn достигают 3,5% и этому интервалу соответствует присутствие ЖМ корок. Напротив, содержания Mn в поровых водах этих осадков с глубины 3–10 см резко и многократно (до 60 раз) увеличивается и затем уже не очень значительно колеблется, исключая трубку в глинах, где на глубине присутствия корок происходит заметное уменьшение концентрации Mn. Эти данные, видимо, определенно указывают, что образование карбонатов марганца в виде микроконкреций и корок в современных осадках происходит за счет марганца иловых вод, соответственно участкам резкого понижения его содержания соответствует присутствие сформированных конкреций и корок. Вместе с тем, расчеты авторов статьи показали, что только в одной трубке концентрации марганца приближаются к насыщению 10 раз относительно  $MnCO_3$ . В микроконкрециях и корках содержания  $MnO$  колеблются (вес.%) от 23,5 до 31,8; CaO — 16–25,3;  $SiO_2$  — 0–15,5;  $F_2O_3$  — 0–4,6;  $MgO$  — 2,0–5,6.

К сожалению, в СЭМ изучена только корка и явно не полно (фиг. 1). Ее характерное строение определяется авторами, как образованное из ботроидальных форм, до 100 мк в поперечнике. Указывается, что такие формы вполне могут быть и кокковидными, микробиальными, тесно сросшимися, а в оптическом микроскопе эти сферы смотрятся как образованные радиальными субмикронными кристаллитами, с волнистыми формами, дающими ясное погасание в скрещенных николях. Они определены как смешанные карбонаты Mn, Ca и Mg, которые, видимо, зависимы от присутствующих в разрезе пепловых частиц. Проявление погасания может свидетельствовать об определенной кристаллизации карбоната марганца уже на глубине осадка в 170 см. Отмечается, что высокие содержания органического вещества не мешают отложению в осадках кар-

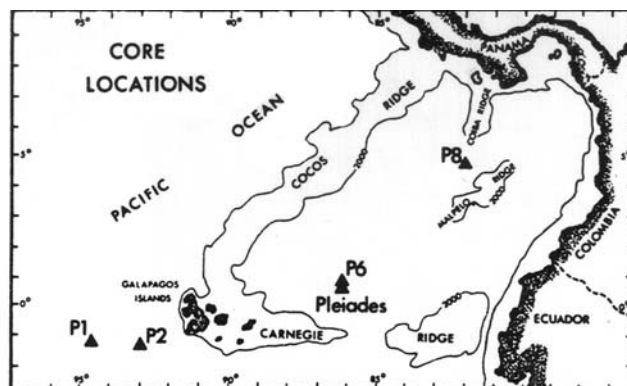


Рис. 1.

бонатов марганца. Вместе с тем, становится ясным, что при обогащении илов вулканическим материалом увеличиваются резко как содержания марганца в иловых водах, так и массы продуктов его отложения. Так, примерно аналогична картина в осадках Перуанской впадины [374], где вскрыты два горизонта родохрозита. В Беринговом море по результатам бурения [363] установлена ясная ассоциация, обогащенных родохрозитом аутигенных карбонатных слоев и относительно грубых осадков, содержащих остатки диатомей и туфы. Полагают, что грубые осадки катализируют карбонатное ядрообразование. Вместе с тем, значительная карбонатность осадков также может быть благоприятным фактором.

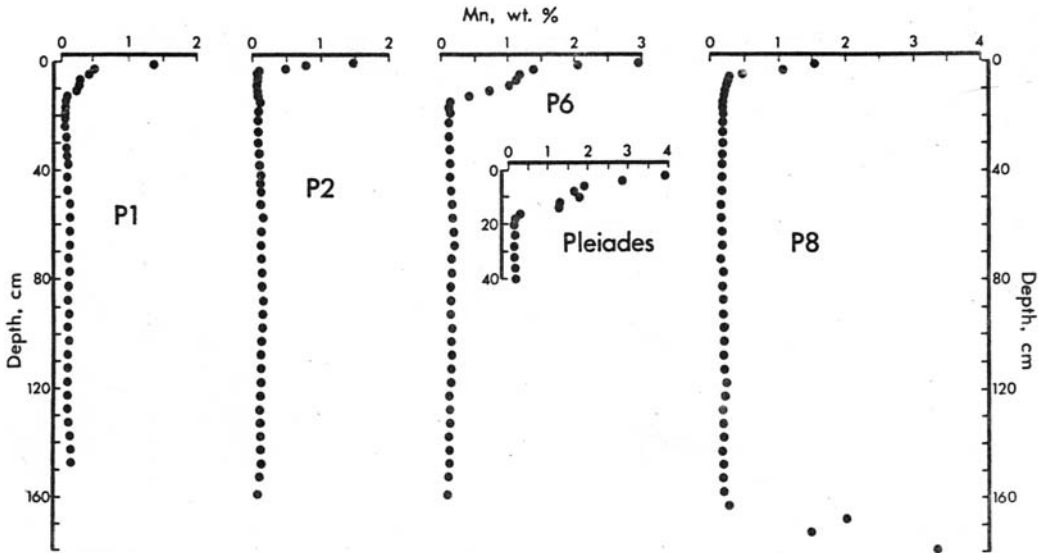


Рис. 2

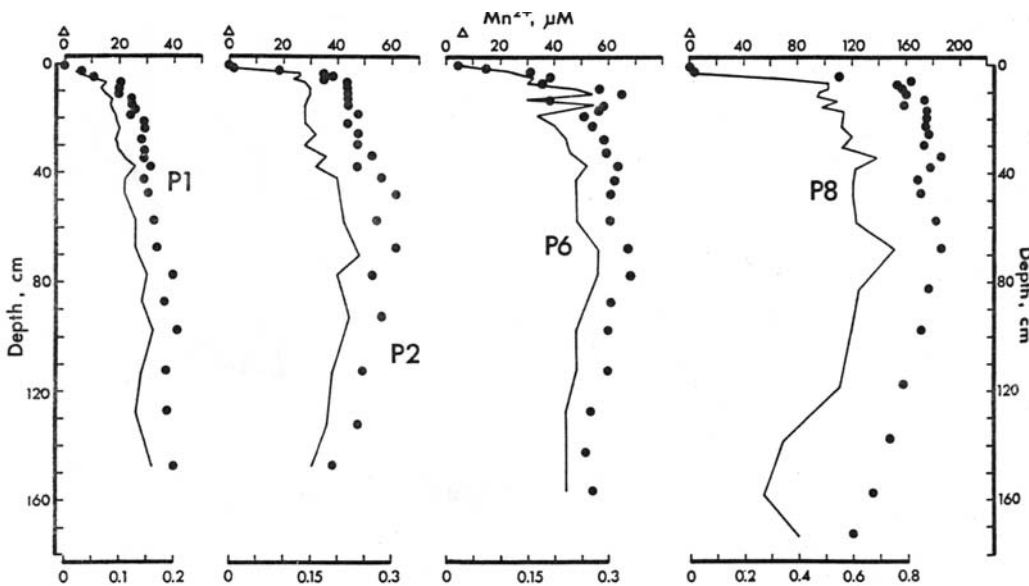
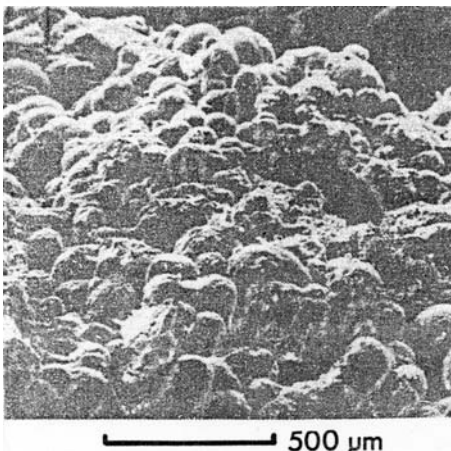


Рис. 3



Фиг. 1. Фотография в СЭМ марганцевой карбонатной корки из трубки P8 с ботриодальной текстурой (по [443])

## ГЛАВА 4. ТРЕТИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

### 4.1. Чиатурское месторождение марганца, Грузия

*В.Н. Кулешов, Г.А. Мачабели, Н.И. Хамхадзе*

Чиатурское месторождение марганца расположено в Западной Грузии, в окрестностях одноименного города и железнодорожной станции, в пределах Дзирульского массива. Добыча руд началась в начале прошлого столетия по инициативе общественного деятеля поэта Акакия Церетели, хотя в окрестностях г. Чиатури древние следы разработки и металлургического передела марганцевых и железных руд были обнаружены давно.

Каньонообразные ущелья р. Квирила и ее притоков делят месторождение на отдельные участки или нагорья (рис. 1), которые разрабатываются горнорудным комбинатом «Чиатуримарганец».

Месторождение приурочено к прибрежно-морским, мелководным песчано-алевролитовым отложениям майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), к ее нижней части, относящейся к хадумскому горизонту. Рудный горизонт (мощность 30–150 м) залегает на известняках верхнего мела. Меловые и рудовмещающие нижнеолигоценовые отложения залегают почти горизонтально, со слабым общим наклоном в 1–4° на восток. Перекрываются отложения майкопа тарханским горизонтом среднего миоцена, представленным глинисто-песчаными отложениями, или мергелями и песчаными отложениями чокрака.

Рудный горизонт простирается на 12,5 км с юго-запада, где он ограничен крупным региональным разломом (Главный сброс), на северо-восток с постепенным выклиниванием рудных слоев. Марганцевые руды в нем образуют пластообразную залежь мощностью от 2–4 м в юго-западной части месторождения (вблизи Главного сброса) до 4,5–5,5 м — в центральной и 14 м — в восточной части.

Марганцевое оруденение в отложениях майкопской серии четко приурочено к участкам интенсивного развития в них аутигенной кремнисто-цеолитовой минерализации [200, 201, 285, 202]. Марганцевые минералы, которые также рассматриваются как аутигенные образования, находятся с ней в тесной парагенетической ассоциации. Наиболее интенсивно минерализация проявлена вдоль линий разрывных нарушений. По мере удаления от разломов интенсивность минерализации снижается и наблюдается постепенный переход в обычные терригенные отложения майкопа.

Аутигенная минерализация рудовмещающих толщ чрезвычайно разнообразна. Наиболее широко распространены опал и клиноптилолит, часто встречаются монтмориллонит, смешанослойные слюдисто (глауконит-) монтмориллонитовые образования, глауконит, фосфаты, барит, гипс, самородная сера, пирит, марказит. На участках проявления аутигенной минерализации широко развиты также твердые битумы.

В северо-восточном и южном направлениях разнотипные опоки и спонголиты фациально замещаются глинами и алевролитами майкопской серии. В разрезах марганценосного олигоцена Западной Грузии, содержащих малое количество аутигенных минералов, отсутствует не только продуктивный горизонт, но, зачастую, и вообще марганцевая минерализация. В местах развития кондиционных руд пачки пород, перекрывающие руды, интенсивно обогащены аутигенными минералами (содержание клиноптилолита, например, может достигать 60%).

Марганцевые руды по условиям образования делятся на первичные и окисленные. Соответственно марганцевые минералы в этих рудах представлены оксидной и/или карбонатной формой, в зависимости от этого выделяют оксидный, оксидно-карбонатный и карбонатный типы руд.

На площади Чиатурского месторождения оксидные руды развиты в юго-западной части, вблизи Главного сброса и в центральной части, примыкающей к руслу р. Квирила. В периферий-



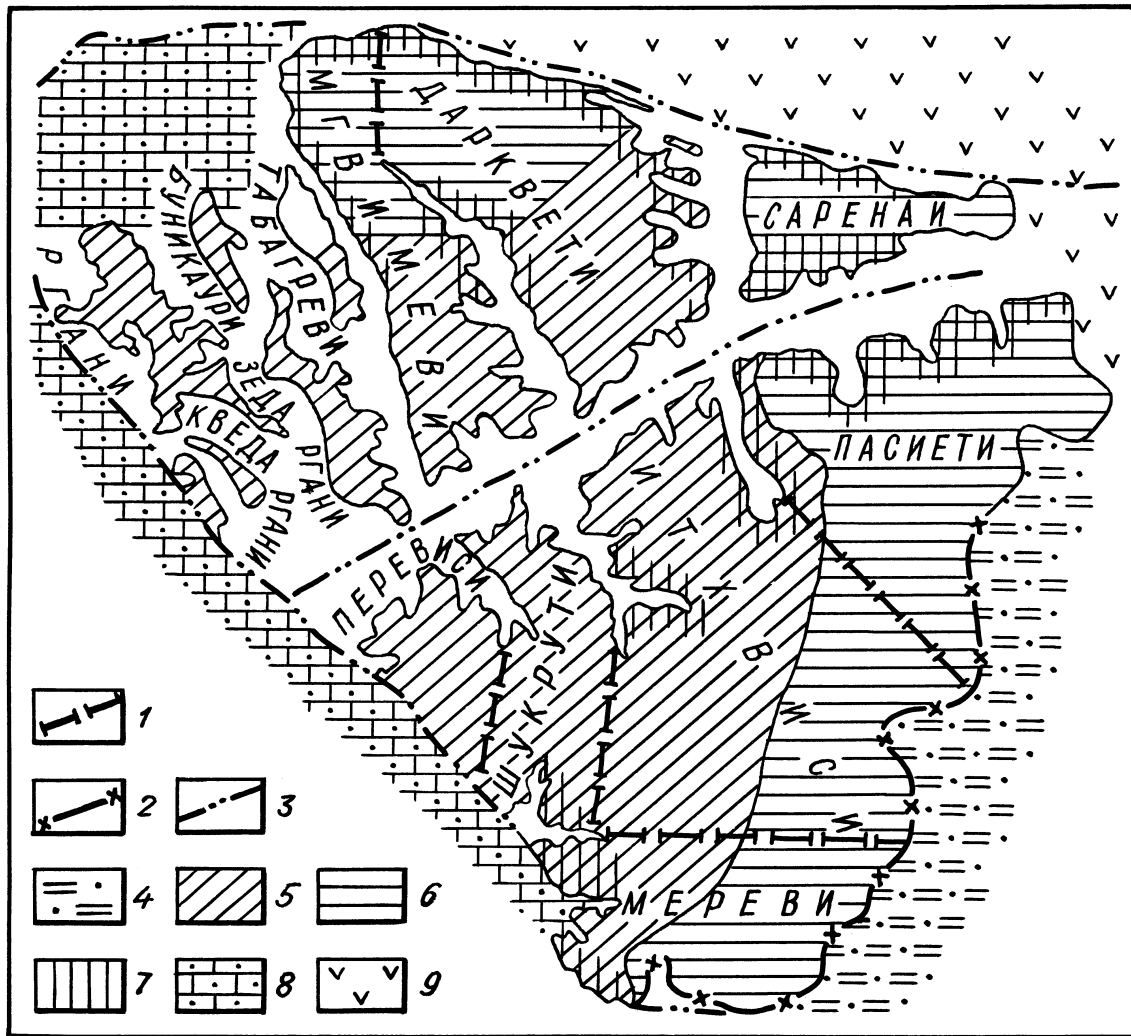


Рис. 1. Схематическая карта распространения карбонатных, окисленных и оксидных марганцевых руд на участках Чиатурского месторождения.

1 — границы промышленных участков; 2 — линия нулевой мощности рудного горизонта; 3 — разрывные нарушения; 4 — миоценовые отложения; 5 — площадь развития окисных (преобладающих) и смешанных окисно-карбонатных руд; 6 — площадь развития карбонатных руд; 7 — площадь развития окисленных руд; 8 — верхнемеловые известняки; 9 — верхнебайосские туфы, туффиты, аркозовые песчаники.

ных частях месторождения они сменяются карбонатными рудами. На участках Перевиса, Зеда Ргани, Ргани, частично Кведа Ргани, Табагreti, Мгвимеви, Шукрути и Итхвиси преобладают оксидные (манганит-пиролюзит-псиломелановые) руды. Содержание металлического марганца в них колеблется от 19,4 до 40,7% (среднее содержание 25,2%); среднее содержание марганца в уникальных перекисных рудах составляет 38,7%.

Оксидные руды практически отсутствуют на участках Сареки, Пасиети, Итхвиси (восточная часть), Мгвимеви (северо-восточная) и Дарквети (северная и центральная части). Широко развитые здесь карбонатные руды сложены манганокальцитом, кальциевым родохрозитом и родохрозитом: содержание марганца в них колеблется от 15,2 до 20,8% (в среднем 17,3%).

В вертикальном разрезе долгое время выделяли две основные рудные пачки, отличающиеся по строению и составу [42, 294, 336]. Нижняя, главная рудная пачка сложена преимущественно псиломелан-пиролюзитовыми рудами, которые к окраинам месторождения постепенно сменяются манганитовыми, а затем карбонатными. Верхняя пачка представлена в основном карбонатными рудами с маломощными прослоями и линзами оксидных руд. Д.В. Табагари [272, 273] выделил ниже названных пачек еще одну, представленную карбонатными рудами.

Таким образом, оксидные руды снизу, сверху и со стороны области выклинивания окружены карбонатными, что вряд ли можно объяснять их приуроченностью к разным фаціальным об-

становкам. По структурно-текстурным признакам среди оксидных руд можно выделить оолитовые (зернистые), среди которых встречаются руды с крепким кремнистым цементом (жгали) и с крепким кальцитовым цементом (мцвари), кусково-оолитовые (санцирили), в которых куски представлены стяжениями угловатой формы, и сплошные (пласти), в которых оолиты цементируются плотным марганцевокислым материалом. В средней части рудного горизонта (участки Табагрети и Мгвимеви) на границе пероксидных и окисных руд отмечаются линзовидные слои фосфоритов.

По текстурным признакам среди карбонатных руд на описываемом месторождении можно выделить две разновидности: сплошные и вкрапленные (зернистые). Сплошные руды имеют массивную текстуру и тонкозернистое строение; вкрапленные характеризуются наличием структурных образований с размерами от 0,5 до 8 мм. Существование двух указанных текстурных разновидностей объясняется их образованием путем замещения карбонатным материалом вмещающих пород, которые обладают как массивной (сплошной) текстурой, так и содержат округлые включения глинисто-опалового вещества. По первым образовались сплошные руды, по вторым — вкрапленные.

Состав карбонатных марганцевых руд широко варьирует в зависимости от степени замещения вмещающих пород карбонатами. Содержание последних обычно меняется от первых % до 89%. В составе карбонатов преобладает  $MnCO_3$ ; его содержания составляют 12,75–81,49% и превышают содержания  $CaCO_3$  в 2–15 раз. В небольших количествах (до 5%) в некоторых пробах присутствует  $MgCO_3$ . Значительная доля во вмещающих породах приходится на кремнезем, его содержание составляет 60–90%. В рудах оно уменьшается до 3,36–45,5%, в соответствии с увеличением содержания карбонатов. Содержания остальных компонентов в карбонатных рудах не превышают, как правило, нескольких процентов.

Характерной особенностью карбонатных руд является их ярко выраженная неоднородность: изменения состава, структуры и плотности руд наблюдаются не только при визуальном изучении в пределах штуфа, но и при микрозондовых исследованиях при больших увеличениях. Это обусловлено не только первичным неравномерным распределением карбонатного материала в породе, но и последующим перераспределением его на стадии диагенеза, а также изменением под влиянием более поздних процессов.

В целом можно выделить пять основных форм проявления карбонатов:

- I. темно-серые до черных скрытокристаллические, среди основной опалово-карбонатной массы (обычно представлены родохрозитом и/или кальциевым родохрозитом);
- II. светло-серые (до белых) разрыхленные, пористые, часто раскристаллизованные в мелко-крупносферолитовые агрегаты, из измененной основной массы (представлены смесью родохрозита или кальциевого родохрозита с манганокальцитом);
- III. белые, розовые, зеленовато-серые, крупносферолитовые, из округлых включений псевдооолитов и псевдопизолитов (представлены смесью родохрозита или кальциевого родохрозита с манганокальцитом);
- IV. светло-серые, белые, розовые кристаллические из прожилков (послойные прожилки представлены обычно родохрозитом или кальциевым родохрозитом, а секущие — кальцитом или манганокальцитом);
- V. серые, розовые, крупно-сферолитовые из цемента окисно-карбонатных руд (представлены родохрозитом с примесью кальцита или манганокальцита).

Ценную генетическую информацию заключают в себе изотопные данные [178, 179]. Значения изотопного состава углерода и кислорода для марганцевых карбонатов варьируют в достаточно широком диапазоне: от  $-34,5$  до  $-8,3\%$  для  $\delta^{13}C$  и от  $18,9$  до  $30,5\%$  для  $\delta^{18}O$ . Установленные низкие величины изотопного состава углерода свидетельствуют об активном участии углерода окисленного органического вещества в процессе марганцево-рудного образования.

Одной из характерных особенностей карбонатных пород месторождения является различие в изотопном составе углерода и кислорода в выделенных группах. Это может свидетельствовать о многостадийности карбонатного марганцевого рудообразования — оно происходило как на стадии диагенеза осадков (пробы с наиболее высокими величинами  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ ), так и связано с неоднократным привнесом углекислоты растворами в зону рудогенеза. Собственно осадочных кар-

бонатов марганца, т.е. равновесных с растворенным бикарбонатом морской воды, в пределах месторождения обнаружено не было. Карбонатные марганцевые руды на описываемых месторождениях развиты более широко, чем оксидные. Они вмещают оксидные руды, окружая их снизу, сверху и замещая по падению пласта. Иногда карбонаты полностью вытесняют окисную пачку, тогда верхняя и нижняя карбонатные пачки смыкаются, образуя единый горизонт.

Необходимо отметить также, что руды нижней и верхней карбонатных пачек не различаются ни по составу, ни по структурно-текстурным признакам, и лишь в центральной части, на уровне манганитового горизонта, наблюдаются более высокие содержания марганца.

На более позднее образование карбонатных марганцевых руд по отношению к оксидным, как полагают, указывает замещение карбонатами марганца всех элементов оксидных руд и вмещающих их пород (оолито-пизолитовых форм, рудного цемента, опалового цемента, опаловых стяжений, спикул губок и т.д.). Наблюдается как полное, так и частичное замещение этих элементов. При полном замещении карбонатами марганца манганитовых оолитов исчезают текстурные особенности манганитовой руды. Образуется так называемая «сплошная» разновидность карбонатной руды. При замещении карбонатами марганца опалово-глинистых стяжений форма последних часто наследуется и образуются оолитоподобные карбонатные стяжения — ооиды, наличие которых создает вкрапленную разновидность карбонатной руды.

Образование марганцевых руд на месторождении происходило, по-видимому, в два этапа, которые отличались как условиями, так и способами поступления рудного вещества в зону рудообразования.

В первом случае происходила разгрузка рудоносных растворов непосредственно в придонные воды бассейна вблизи от береговой линии (зона мелководья). На Чиатурском месторождении подводными каналами служили зоны дробления долгоживущих разломов — Главного сброса и разлома северо-восточного простирания, который определил современное направление русла р. Квирилы. С этим этапом связано формирование собственно осадочно-диагенетических, в основном оксидных (в широком понимании этого термина) Mn-руд, а также широкое площадное накопление кремнистых пород, глауконита и цеолитов.

Во время второго этапа разгрузка рудных компонентов катагенных растворов происходила, главным образом, внутри пластов. Марганцевое карбонатообразование в этом случае, по-видимому, происходило метасоматическим путем. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что подавляющее большинство развитых на Чиатурском месторождении карбонатных марганцевых руд имеют именно такое происхождение. На этом этапе рудообразования происходило поступление как новых порций рудного вещества, так и переотложение уже накопившегося на первом этапе (в основном оксиды Mn). Причем, во время второго этапа поступление рудных растворов носило циклический характер, что обусловило сосуществование Mn-карбонатов разных генераций в пределах одного разреза и даже единичной пробы (штуфа) породы.

## Результаты изучения в СЭМ

*Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

### А. Оксидные руды

Первый обр. Чиатури-1 изучен без применения травления. Его общий вид представлен на фиг. 1, а ЭДС — на фиг. 2. Он сложен рудными обособлениями, бобовинами, отличающимися округлой формой разных размеров, до 500 мк в поперечнике. ЭДС этой части указывает на существенно марганцевый состав при незначительном присутствии кремнезема. Строение руды при большем увеличении видно на фиг. 3, 4: бобовины самых разных размеров от округлых до полуугловатых.

Внутреннее строение бобовин разнообразное. В крупных образованиях часто видно спутанно-волоконистое сложение (фиг. 5 и 6). Нерудные части между бобовинами — в виде плотных масс, вероятно, с обломками органических остатков (фиг. 7). В ряде случаев бобовины состоят из скоплений различных кокковидных, изредка нитчатых форм (фиг. 8–11). Изредка встречаются шаровидные обособления небольшого диаметра (до 10–15 мк), состоящие из неплотно упакованных пластинчатых образований, образующих своеобразную «гармошку» (фиг. 12–15). Сле-

дует отметить, что аналогичные формы описаны нами в строматолитах, замещенных карбонатами марганца. Также в руде встречаются и отдельные шаровидные формы (фиг. 16) или более угловатые (фиг. 17). Правда, существенно кремнистая форма несколько железистая (фиг. 18). Встречаются изредка органические остатки, скорее всего фоссилизированный гликокаликс (фиг. 19). Основная масса руды, возможно, отчасти микробиальная, существенно кремнистая, возможно, опоковая (фиг. 20–22).

Другой обр. 39а (коллекция Ж. Домбровской) определялся как конкреционная, бобовая руда. На общем снимке при малом увеличении видно, что эта руда состоит из слабо окатанных обломков с неровными ограничениями, резко различных по размерам, неравномерно рассеянных в заполняющем матриксе (фиг. 23–25). Через срез одного из таких обломков сделан профиль ЭДС (фиг. 26). Из него видно, что содержания марганца и кремния мало меняются от центра к периферии. Внутреннее строение некоторых фрагментов показано на фиг. 27 и 28, где видны своеобразные столбчатые формы. Размеры их не менее 40 мк в длину и до 30 мк в ширину. Иное строение имеют обломки на фиг. 29, показывающей сложное сплетение нитчатых и мелких кокковидных форм. Более плотным сложением отличается еще один тип обломков — на фиг. 30, где тоже видны кокковидные формы с периферической концентрической зоной и иногда также с подобной зоной вблизи ядра. Матрикс скорее нитчатый, плотно слившийся.

Четкие доказательства детритного характера дают обломки фосфорита в матриксе руды (фиг. 31). Детальное строения обломка фосфорита представлено на фиг. 32. Это фосфатизированные цианобактериальные маты, аналоги которых обычны во многих фосфоритах мира. ЭДС вмещающего матрикса дан на фиг. 33, а обломка фосфорита — на фиг. 34.

Образец Чиатури–2 (из коллекции сотрудников АН Грузии) представлен неплотной, легко распадающейся обломочной породой, в которой видны фрагменты раковин, а по трещинкам налеты гидроксидов Fe. Обломочные фрагменты оформлены не четко. Общий вид в СЭМ представлен на фиг. 35. Многие обломки имеют своеобразное сложение из изгибающихся тонких пленок, оканчивающихся пучками тонких сплетений нитей, видимо, биологического характера. Скорее всего это минерализованный гликокаликс и продукты жизнедеятельности железобактерий (фиг. 36–38). Иногда к ним присоединяются скопления мелких кокк и палочек (фиг. 39). Некоторые обособления, возможно, состоят из чехлов цианобактерий (фиг. 40), другие отличаются по плотности и, возможно, незначительно преобразованы (фиг. 41). Другие участки, возможно, и основная масса и включают отчасти преобразованные, отчасти окристаллизованные кокковидные, палочковидные формы (фиг. 42–45).

Образец Чиатури–3 также содержит почти округлые фрагменты и даже онколиты концентрического сложения (фиг. 46–49). ЭДС указывает на высокие содержания Mn и заметные Si (фиг. 50). Довольно много обломков, состоящих из пучков тончайших нитей (фиг. 51–54). В основной массе и некоторых обломках можно наблюдать колонии микроорганизмов коккоидного типа, разных размеров (фиг. 55–58). Отмечаются хорошо выраженные нитчатые формы, возможно цианобактерии (фиг. 59).

Еще один образец Чиатури–2 подвергался травлению в разных частях. Общий вид его нетравленной части темной окраски (сильно окисленной?) в СЭМ приведен на фиг. 60, а ЭДС на фиг. 61. При большем увеличении руда состоит из неравномерных пластинчатых обособлений, с участками, возможно, несколько измененных коккоидных форм (фиг. 62 и 64). ЭДС при детальном рассмотрении (фиг. 63) аналогичный фиг. 61. После травления — начиная с фиг. 65, в основной массе руды начали выявляться фрагменты органических остатков нитчато-пластинчатого типа — фиг. 65, 66 и 68, 69. Их ЭДС (фиг. 67) аналогичны вышеприведенным. Основная масса руды характеризуется шаровидными сочетаниями кокковидных форм, реже нитчатыми формами, а также ячеистыми с нитчатыми окончаниями (фиг. 70–78). ЭДС (фиг. 73 и 78) указывают на рудный характер этих образований. Изредка встречаются минерализованные био пленки. Установлены также своеобразные лепешковидные образования (фиг. 79 и 80).

Светлая часть этой руды в не травленном состоянии представлена на фиг. 81, а ЭДС на фиг. 82. Она представляет собой массивную плотную массу грубообломочного сложения. После травления в ней проявляются столбчатые и клиновидные образования (фиг. 82, 85, 86). ЭДС указы-

ваит на высокое качество марганцевой руды (фиг. 84 и 87). Наиболее хорошо проявились сплетения тонких нитей, характерные для строматолитов (фиг. 88 и 89).

Образец Чиатури–5 (коллекция сотрудников АН Грузии) также подвергался травлению. На фиг. 90 представлен его вид в СЭМ до травления. Руда неравномерного сложения, плотная. При большом увеличении видны фрагменты с ячеистым сложением (фиг. 91). Скорее всего это минерализованный гликокаликс. В основной массе просматриваются (фиг. 92 и 93) массовые кокковидные и палочковидные формы.

После травления многие тонкие структуры проявлены лучше. Так, формы с ячеистым рисунком поверхности представляют обломочные фрагменты (фиг. 94). В них стали проявляться сложно сочетающиеся нитчатые формы (фиг. 95–97). Иногда выделяются участки срастания мелких кокковидных форм (фиг. 98). Между обломками (?) руды, по пустотам растут почти параллельные пучки довольно длинных, но тонких (до 1 мк) нитей (фиг. 99).

Обр. 1899 (88/83) (коллекция В.Н. Кулешова) характеризует оолитовый (скорее онколитовый) тип руд месторождения. Его общий вид представлен на фиг. 100, а ЭДС на фиг. 101. Последовательно, при возрастании степени увеличения, сложение онколитов видно на серии фотографий (фиг. 102–104), а собственно концентрические наростания — на фиг. 105–107. Концентры сложены существенно микробиальными остатками, иногда уже отчасти окристаллизованными. Основная масса между онколитами очень сильно перекристаллизована, раскристаллизация захватывает периферию онколитов (фиг. 108 и 109). ЭДС указывает на высококачественную руду (фиг. 110).

Руду с большими по размерам онколитами (пизолитами) представляет обр. 1898 (87/83) (коллекция В.Н. Кулешова). Общий вид его представлен на фиг. 111 и 112, а онколита в сечении — на фиг. 113. Тонкое концентрическое сложение онколита с заметным ядром приведено на фиг. 114, а ЭДС этого фрагмента на фиг. 115. Очевидно, что содержание марганца очень высокое, а единственной заметной примесью является Si. Строение ядровой части онколита представлено на фиг. 116 — оно сложено ансамблем кокковидных и палочковидных форм. ЭДС этой части (фиг. 117) показывает высокие содержания бария. Вероятно, это связано с развитием романешита. В некоторых концентрических полосах онколитов удается наблюдать расположенные строго по центрам слойки, сложенные сравнительно крупными (до 5 мк) кокковидными формами или с их участием (фиг. 118 и 120). ЭДС таких форм (фиг. 119) указывает на крайне высокие содержания Ва, что опять-таки может быть связано с развитием романешита. Характер соотношения онколита с матриксом и строение матрикса характеризует фиг. 121 и 122. Здесь матрикс менее преобразован, но участками развиты хорошо ограненные кристаллы. В участках развития почти сплошной кристаллической массы из массы руды препарируется паутиная сеть, весьма напоминающая актиномицеты (фиг. 123). ЭДС этой части (фиг. 124) показывает резкое преобладание Si и присутствие железа, при малых содержаниях марганца.

Более бедную руду онколитового типа характеризует обр. 1897 (86/83) (коллекция В.Н. Кулешова). Общий вид руды и ЭДС ее даны на фиг. 125 и 126. В руде явно преобладает алюмо-силикатная часть, причем, судя по ЭДС отдельного онколита (фиг. 127 и 128), последние как раз качественные по содержанию марганца. Напротив, матрикс (фиг. 129), в котором, скорее всего крайне мало микробиальных остатков, существенно алюмо-силикатный с крайне низкими содержаниями марганца и железа. Причем последнего может быть и несколько больше (фиг. 130).

Обр. 1904 (93/83) (коллекция В.Н. Кулешова) характеризуется высоким содержанием марганца и онколитовым сложением (фиг. 131 и 132). При этом матрикс участками раскристаллизован (фиг. 133 и 134). При средних увеличениях концентрических наростаний онколитов видно развитие микробиальных форм (фиг. 135) и начальная перекристаллизация некоторых концентров (фиг. 135). При больших увеличениях хорошо видны скопления кокковидных форм (фиг. 137 и 138).

## **Б. Манганитовые руды**

Изучен только один обр. Чиатури–1 (коллекция сотрудников АН Грузии). Общий вид руды представлен на фиг. 139. Это руда обломочного характера, состоящая из почти неокатанных обломков, представленных тонко ламинными строматолитами (фиг. 140 и 141). Изредка встречаются округлые формы (фиг. 142). Они имеют плотное, сливное строение, особенно на фоне бо-

лее рыхлого матрикса (фиг. 143). Основная масса руды состоит из столбчатых и кокковидных форм (фиг. 144).

### **В. Карбонатные руды**

Карбонатные руды достаточно разнообразные.

Тип сплошных, сравнительно однородных руд представляет обр. Чиатури-4 (коллекция сотрудников АН Грузии). Вначале рассмотрим руду без травления. Общий вид ее представлен на фиг. 145. Здесь отчетливо виден органический остаток неясного систематического положения. Собственно руда при большем увеличении характеризуется массивным сложением (фиг. 146). Однако, на отдельных участках, даже без травления видны пучки тонко-столбчатых форм; внутри пучки почти параллельны друг другу (фиг. 147). ЭДС этого участка (фиг. 148) указывает на присутствие марганцевой руды с высоким содержанием Са. Поэтому можно полагать, что если в оксидных рудах сохраняются определенные количества Са, то это свидетельствует об окислении первичных карбонатных руд. Более детально эти столбчатые формы показаны на фиг. 149 и 150. Можно предполагать, что они образованы скоплениями кокковидных тел. При больших увеличениях основная масса руды кажется сложенной разными микробиальными формами, иногда скрепленными измененным гликокаликсом (фиг. 151).

Общий вид руды после травления при малых увеличениях представлен на фиг. 152. При больших увеличениях видно, что значительная часть руды сложена пучками столбчатых форм, разно ориентированными (фиг. 153–155). При этом любопытно, что концевые части этих столбчатых форм существенно кремнистые, а сами пучки существенно марганцовистые. Эти пучки плотно упакованы и имеют неравномерный морфологический вид, контуры их зависят от соседних столбиков. Наряду с этими формами широко распространены трубчатые, с диаметром трубок до 10 мк, иногда также образующие пучки. По-видимому, они представляют цианобактериальные структуры. (фиг. 156 и 157). На отдельных участках видны скопления разных по размерам кокковидных форм (фиг. 158 и 159).

Обр. 1070 (коллекция Ж. Домбровской, нагорье Дарквети). Общий вид руды при малом увеличении приведен на фиг. 160. Здесь видны довольно многочисленные пустоты от органических остатков эвкариотного типа. ЭДС показывает высокое качество руды (фиг. 161). Пустоты от выщелоченных органических остатков более детально показаны на фиг. 162. Сохранившийся, но заметно раскристаллизованный существенно марганцовистый фрагмент органического остатка показан на фиг. 163. Иногда в руде видны неправильные участки вторичных спутанных кристаллов алюмо-силикатного состава, по-видимому, цеолитов (фиг. 161 и 162). Основная масса руды представлена, по-видимому, микробиальными остатками. На некоторых участках это хорошо видно (фиг. 166–168), здесь просматриваются и нитчатые, и кокковидные формы.

Обр. 1872 (коллекция В.Н. Кулешова) представляет онколитовый тип руды. Его общий вид в СЭМ приведен на фиг. 169. Общая картина матрикса показана на фиг. 170, а его ЭДС — фиг. 171. Онколиты этого образца отличаются удлиненными, стержневыми формами (фиг. 172). Концентрическая структура их менее четко выраженная, грубая (фиг. 174). По составу они также отличаются от матрикса (см. фиг. 173), прежде всего низкими содержаниями марганца и высокими — кремнезема. Основная, рудная масса не резко ограничена от онкоидноподобных структур и отличается сложением (фиг. 175). Матрикс сложен очень мелкими коккоидными формами (фиг. 176).

В массе руды развита неравномерная окристаллизованность. Это наблюдается на границах некоторых онкоидов (фиг. 177, 178), для которых выполнен небольшой аналитический профиль поперек границы онкоида (фиг. 179–181). Здесь отчетливо видно, что соотношения Са и Mn обратно пропорциональны. Широко распространенные в матриксе микробиальные формы также несут признаки окристаллизованности (фиг. 182), при сохранении высоких содержаний марганца. Окристаллизованными могут быть даже мелкие онкоиды (фиг. 184). ЭДС их показывает (фиг. 185) высокие содержания кремнезема и алюминия. Высокая степень окристаллизованности матрикса видна на фиг. 186–188, вплоть до формирования типичных кристаллов. Содержания марганца в породе остаются высокими (фиг. 189).

В руде встречаются окатанные обломки нерудных пород (фиг. 190 и 191).



### Обобщение результатов изучения в СЭМ руд Чиатурского месторождения

Изученные образцы окисных руд месторождения могут подразделяться на несколько типов: 1) обломочные, переотложенные; 2) непереотложенные, инситные; 3) онколитовые и пизолитовые. Обломки, преимущественно микритовый матрикс и онколиты, по-видимому, сложены разными микробиальными остатками, иногда с участием эвкариотных форм. Встречены обломки фосфоритов, состоящие из фосфатизированного цианобактериального мата. Отмечены признаки раскристаллизации матрикса, обломков и онколитов. Из полученных данных следует, что оксидные руды не являются первичными, а представляют собой результат окисления первично карбонатных.

Манганитовые руды по строению практически не отличаются от оксидных; установлены обломочные, переотложенные разновидности. Для палеореконструкций важно присутствие в обломочном материале фрагментов типичных рудных строматолитов.

Карбонатные руды существенно инситные, в том числе и онколитовые. Установлены и оригинальные стержневые, а не шаровидные онкоиды. Карбонатные руды содержат редкие эвкариотные остатки, при преобладающей основной микробиальной массе матрикса.

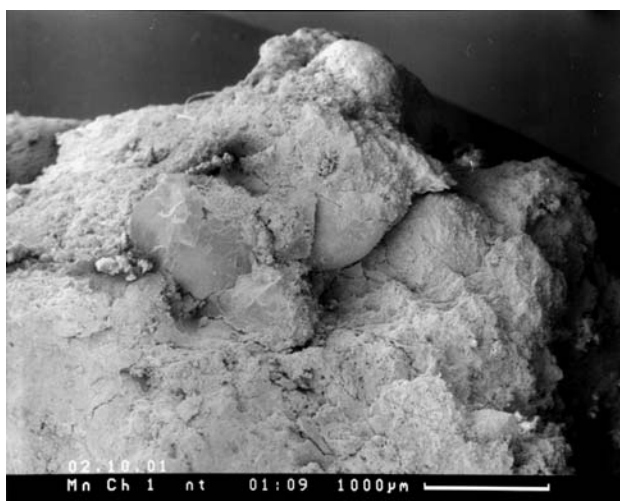
Полученные данные указывают, что областью накопления первичных пород была прибрежная зона развития микробиальных матов, онколитов и строматолитов, аналогично современным областям их развития, типа залива Шарк-Бай (Австралия), некоторых районов Флориды, Багамских островов в условиях, близких к аридным или семиаридным.

В Чиатури имело место раннедиагенетическое замещение (репликация по биологической матрице) кальцита (арагонита), онколитов и лизолитов, соединениями марганца, что приводило к образованию Са-родохрозита, Са-содержащих минералов марганца (Mn кальцита). В таких же близких обстановках формировался и другой тип первичных карбонатных пород — ламинные истроматолиты.

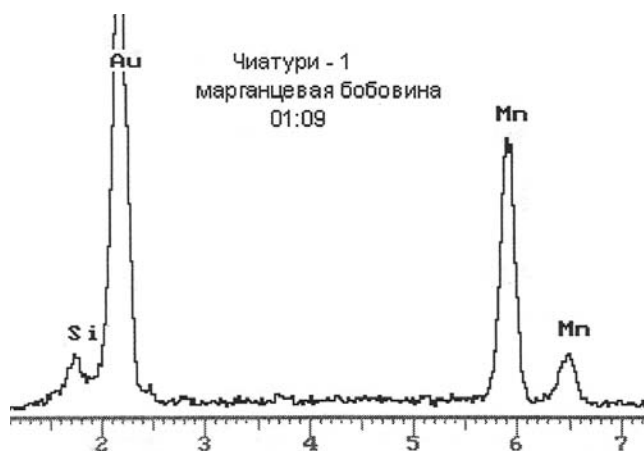
Данные изучения в СЭМ дают дополнительную информацию о строении и вероятных условиях формирования руд месторождения. Следует надеяться, что в дальнейшем будут выполнены соответствующие исследования на более широком и представительном материале. Однако, важнейшая роль органики в образовании руд Чиатурского месторождения уже можно считать доказанной.

Подтверждается, что карбонатные руды есть продукт замещения, но не грубого, метасоматического, а аналогичного образованию фосфоритов, тонкого замещения в раннем диагенезе и позже, биогенных карбонатных отложений с сохранением тонких деталей строения организма. Марганец в осадок был привнесен, по-видимому, с катагенными (возможно, нефтяными) водами.

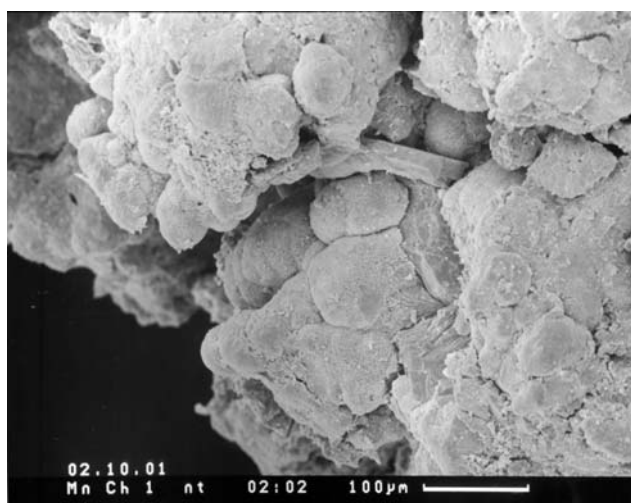
Все изученные оксидные руды не несут признаков первичного образования, но содержат структуры, характерные для первичных карбонатных руд: от онкоидов до микробиального матрикса, и, надо полагать, содержат реликтовый Са. Не отмечено никакой аналогии с современными мелководными морскими конкрециями и глубоководными карбонатно-марганцевыми конкрециями (см. выше).



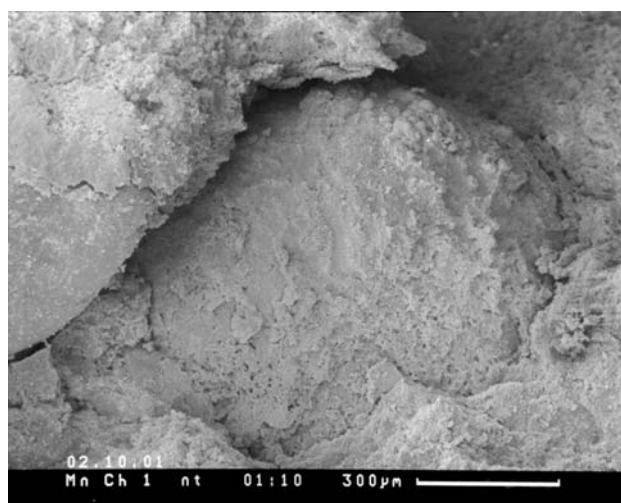
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ обр. Чиатури-1. Видно, что руда состоит из скоплений округлых образований типа бобовин.



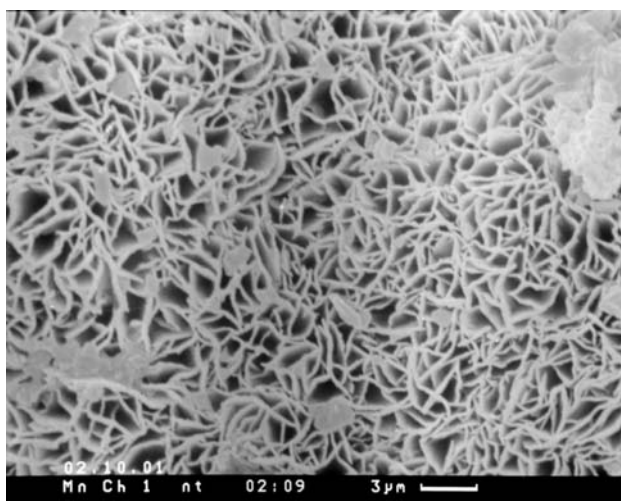
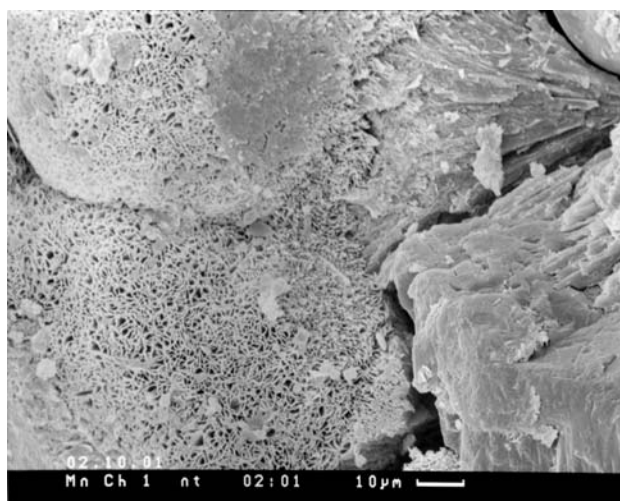
Фиг. 2. ЭДС одной из таких форм, указывающий на высокие содержания марганца и низкие — кремнезема



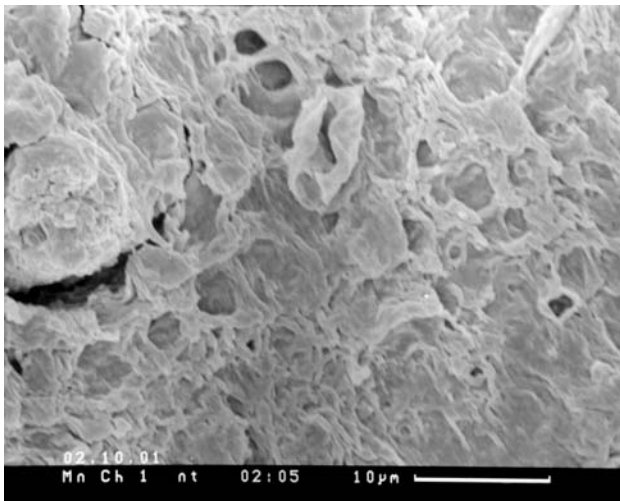
Фиг. 3. Более детально сложение руды.



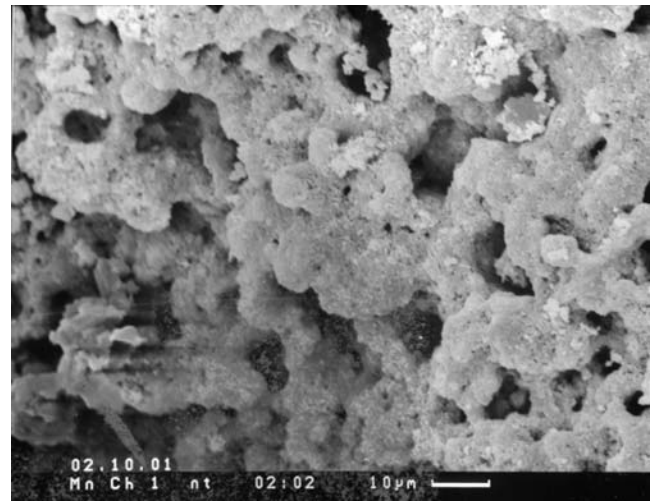
Фиг. 4. То же, еще более детально



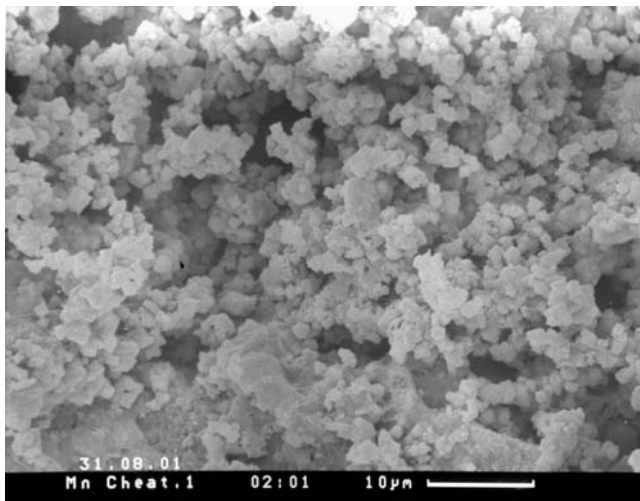
Фиг. 5 и 6. Строение некоторых бобовин в поверхностной их части — сплетение тонких нитей, иногда, может быть, характерных для псиломелана, но может быть и продукт микробиального развития



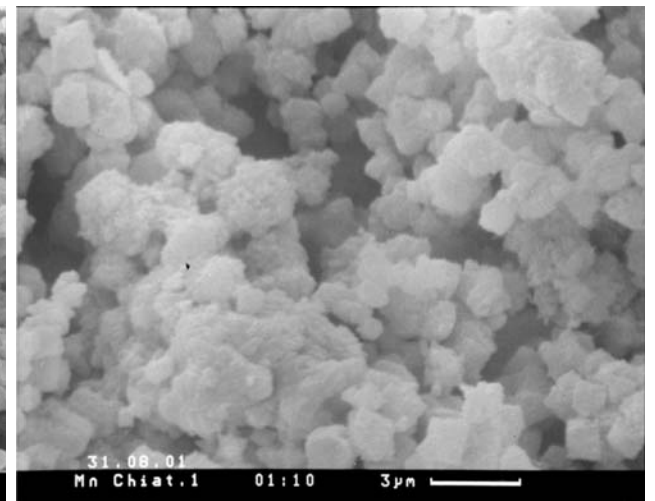
Фиг. 7. Вид с поверхности другой бобовины, возможно, с реликтами окристаллизованных органических остатков



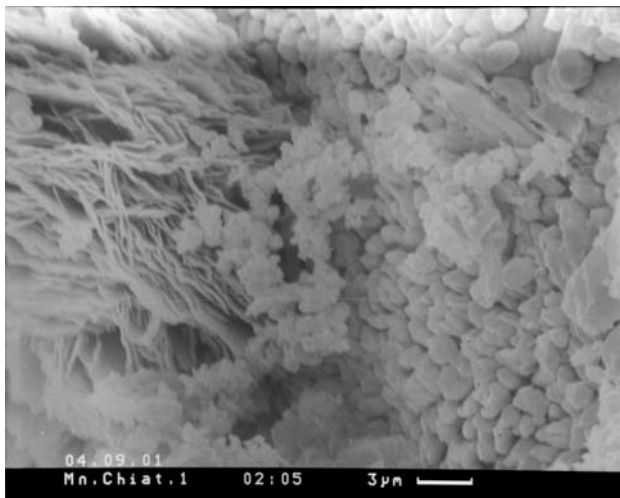
Фиг. 8–10. Разные виды сложения бобовин микробальной массой, чаще кокковидной, реже палочковидной и нитчатой



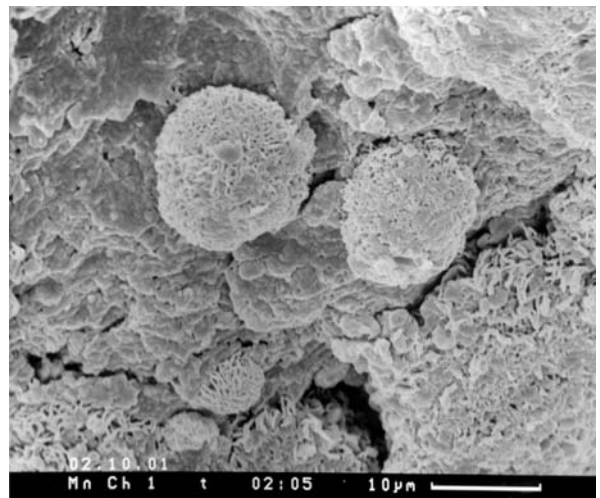
Фиг. 9.



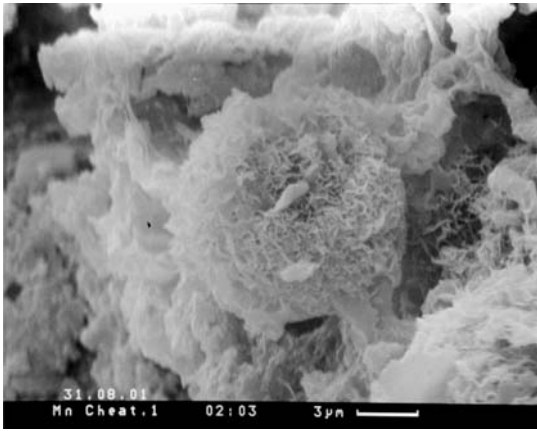
Фиг. 10.



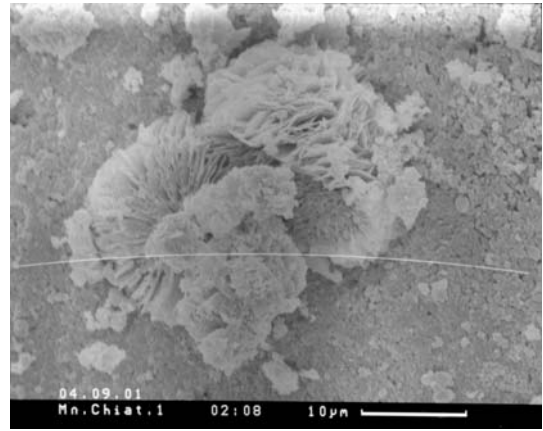
Фиг. 11. Преобладание нитчатых форм в поверхностной части бобовины



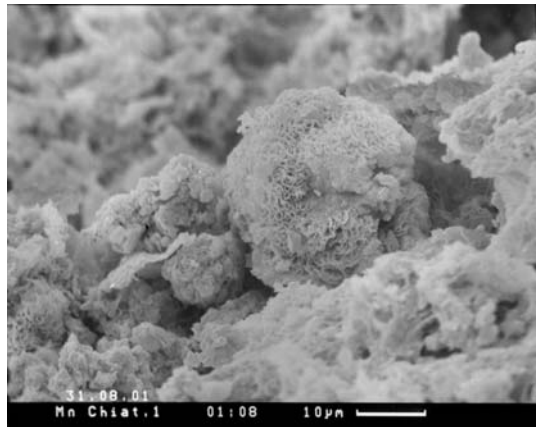
Фиг. 12. Сравнительно небольшие (до 12–15 мк в поперечнике) обособления микробального характера в массе руды



Фиг. 13.



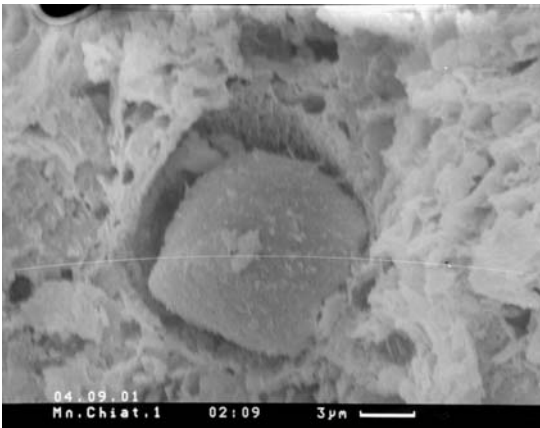
Фиг. 14.



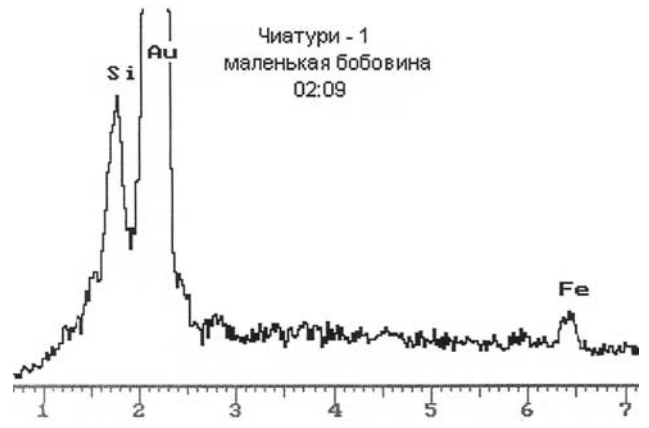
Фиг. 15.



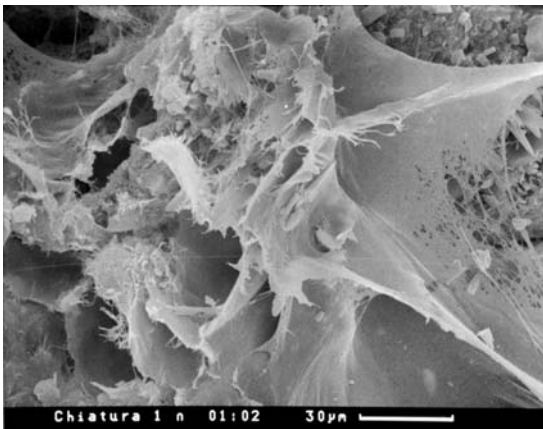
Фиг. 16.



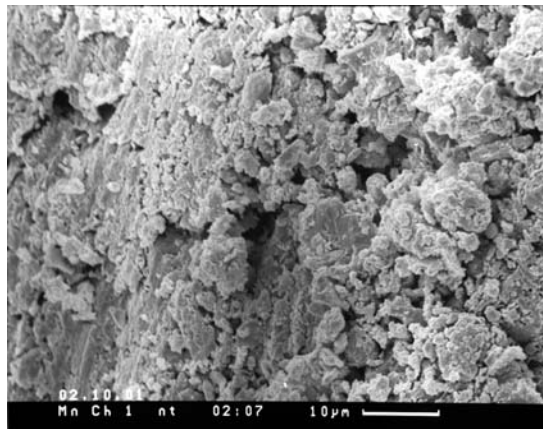
Фиг. 17.



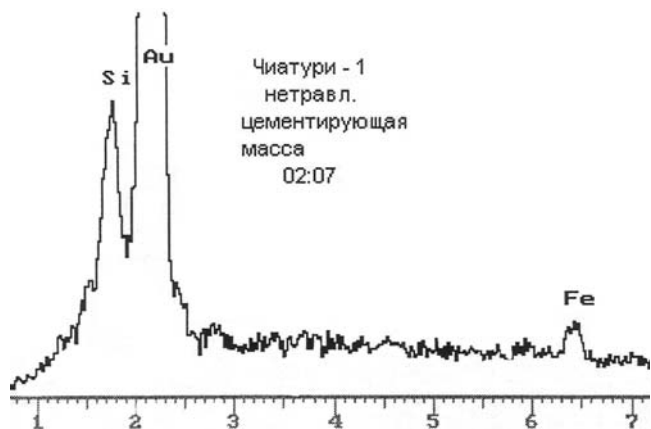
Фиг. 18. ЭДС последней формы, существенно кремнистой



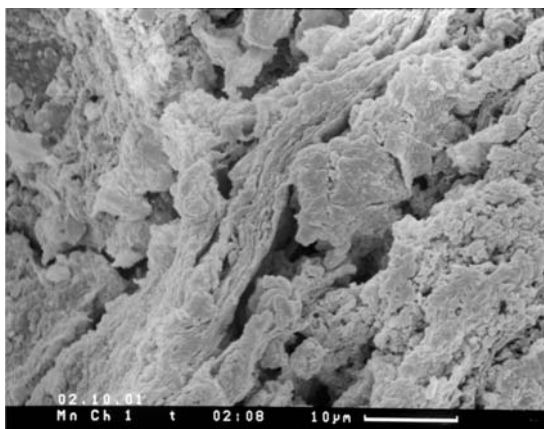
Фиг. 19. Фоссилизированный гликокаликс



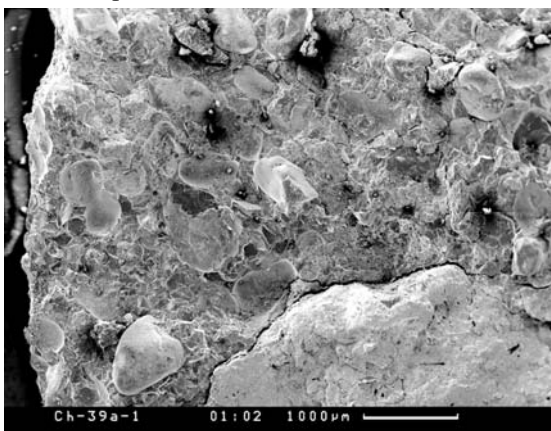
Фиг. 20. Цементирующая масса между бобовинами



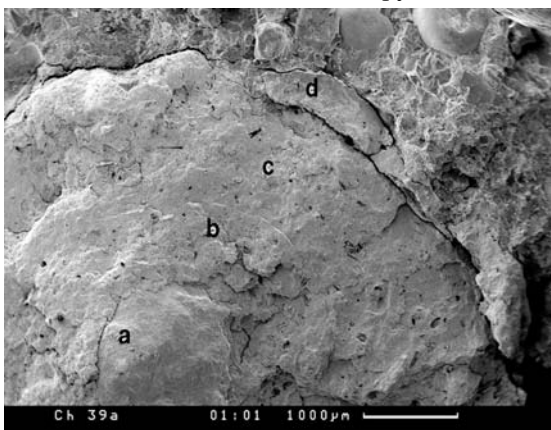
Фиг. 21. ЭДС этой массы — существенно кремнистой, маложелезистой



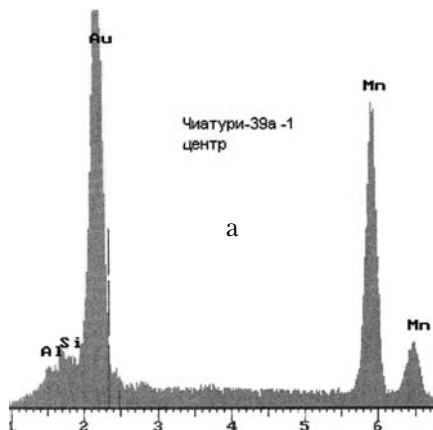
Фиг. 22. Микробийные (?) нитчатые формы в этой массе



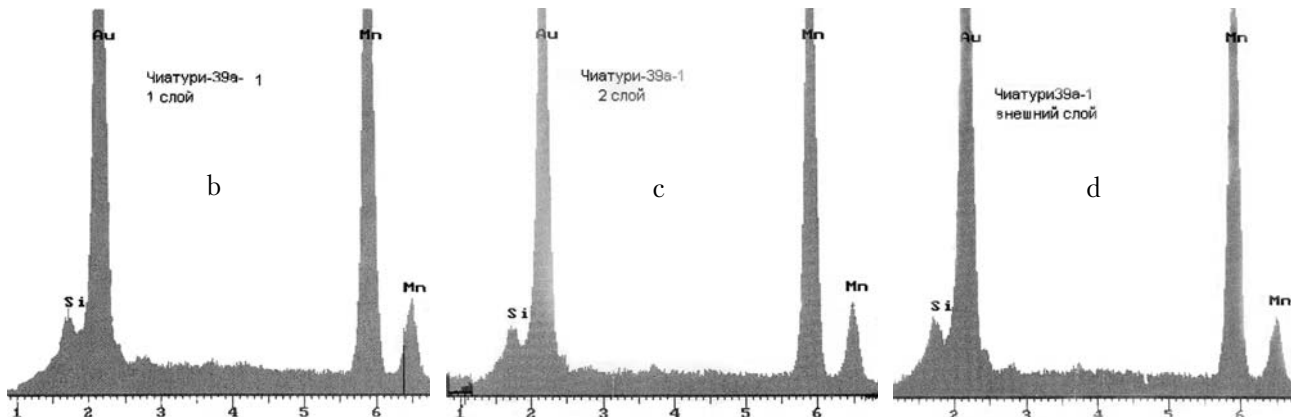
Фиг. 23 и 24. Общий вид обр. 39a-1, состоящего из полуокатанных до окатанных рудных обломков разной величины



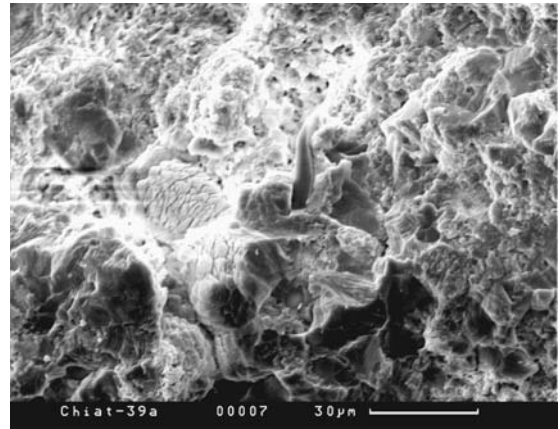
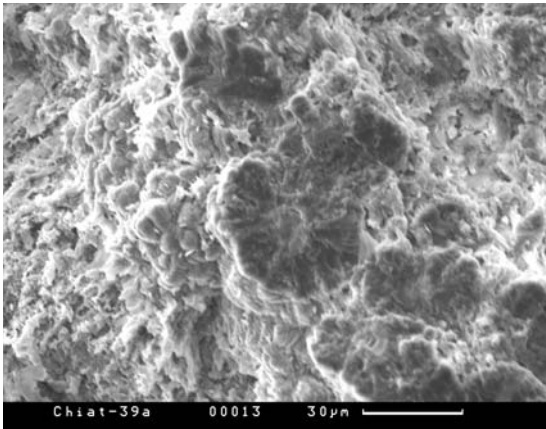
Фиг. 25. Фрагмент рудного обломка, по которому составлен профиль ЭДС



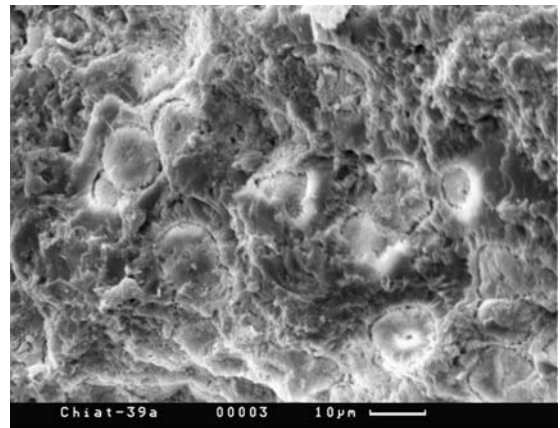
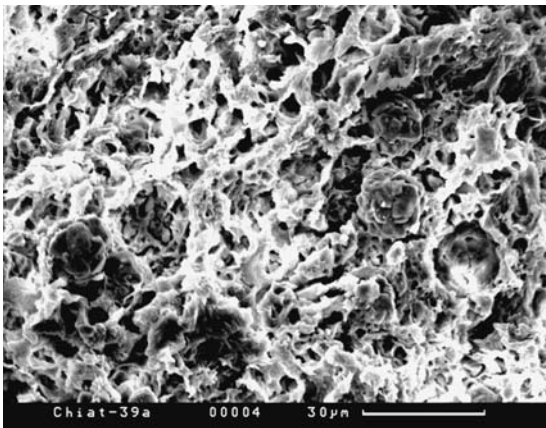
Фиг. 26. Профиль ЭДС, показывающий относительные колебания содержаний компонентов в пределах обломка



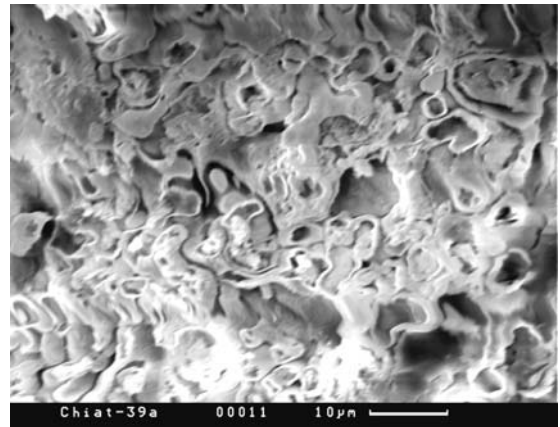
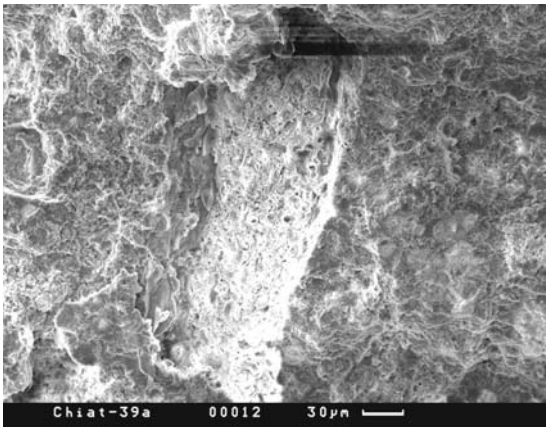




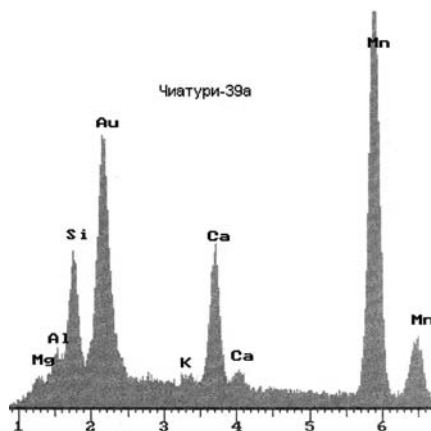
Фиг. 27–28. Строение одного из обломков, включающего своеобразные микробные остатки



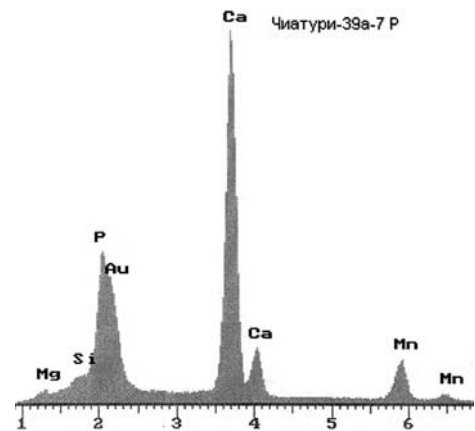
Фиг. 29 и 30. Строение других рудных обломков



Фиг. 31 и 32. Обломок фосфорита из цианобактериального мата в рудном матриксе

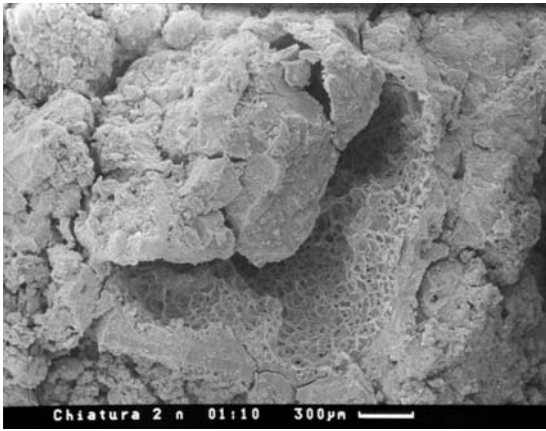


Фиг. 33. ЭДС рудного матрикса, с высоким содержанием марганца

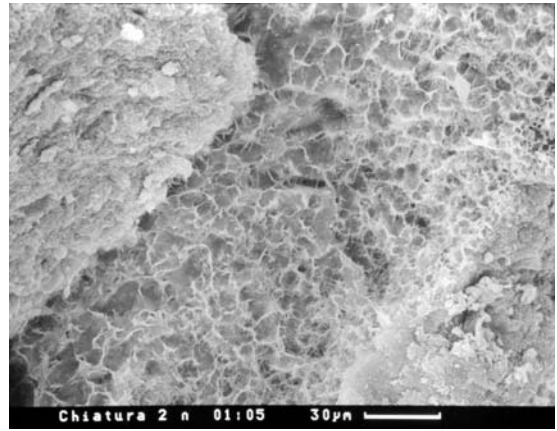


Фиг. 34. ЭДС фосфоритового обломка, с высоким содержанием фосфора и кальция, низким содержанием марганца

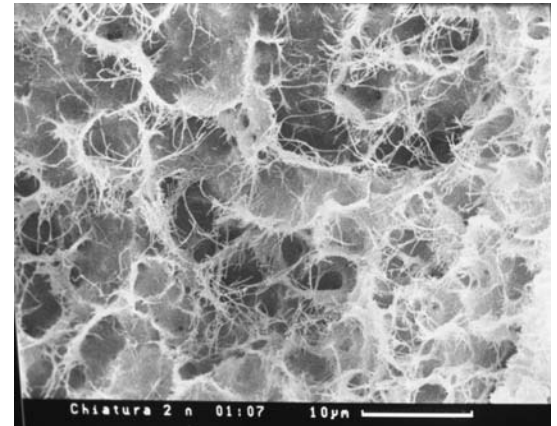
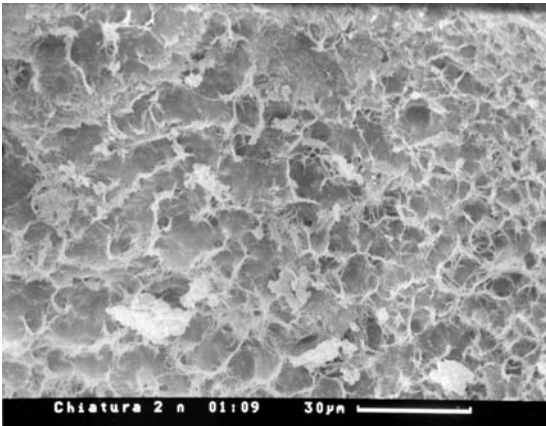




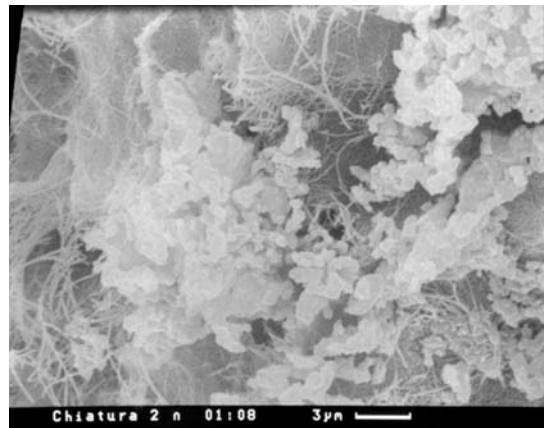
Фиг. 35. Общий вид в СЭМ обр. Чиатури-2, включающего обломки и заполняющую массу



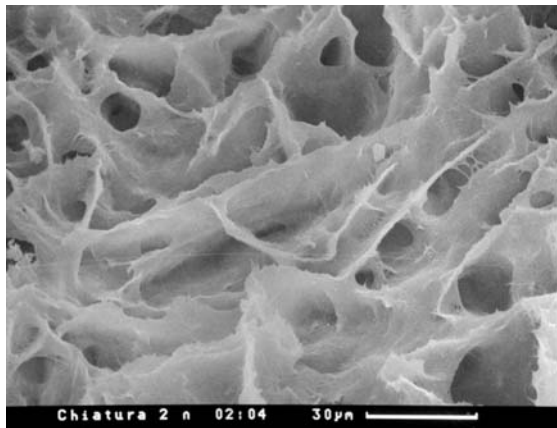
Фиг. 36.



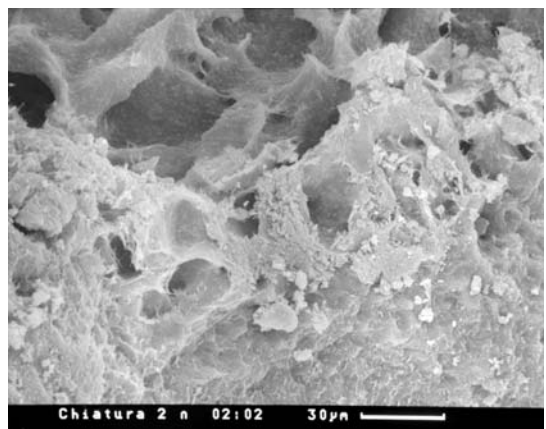
Фиг. 36–38. Спутано-волокнистое строение поверхности обломков, возможно, бактериального происхождения



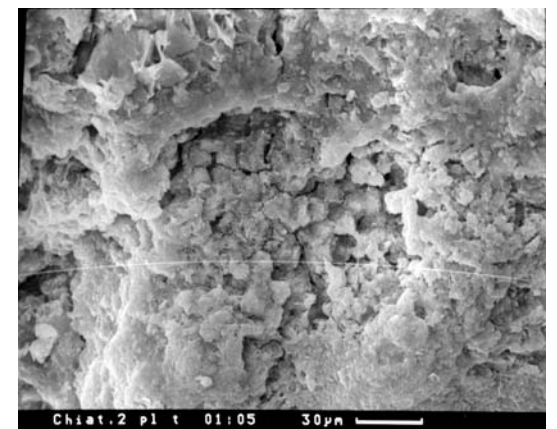
Фиг. 39. Иное строение обломков — скопления мелких кокков и палочковидных форм



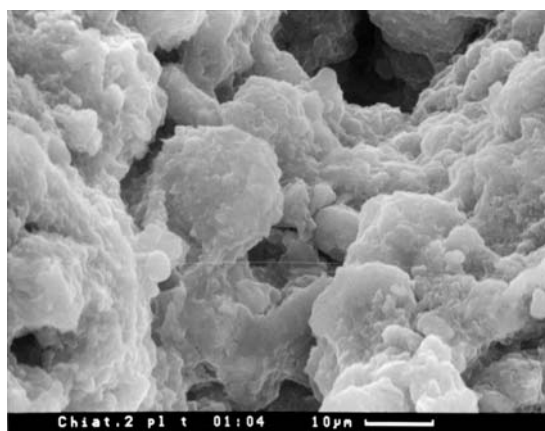
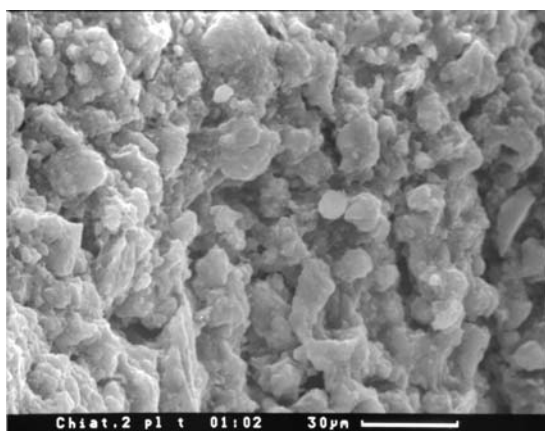
Фиг. 40 и 41. Еще один тип строения обломков — из трубчатых форм с разной степенью сохранности



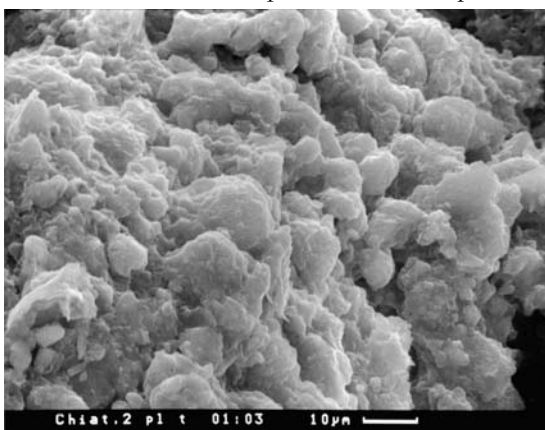
Фиг. 41.



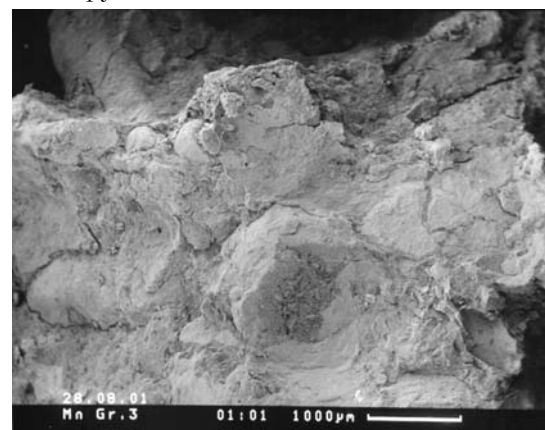
Фиг. 42.



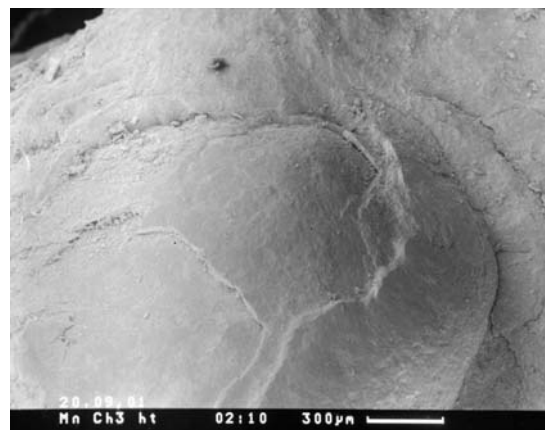
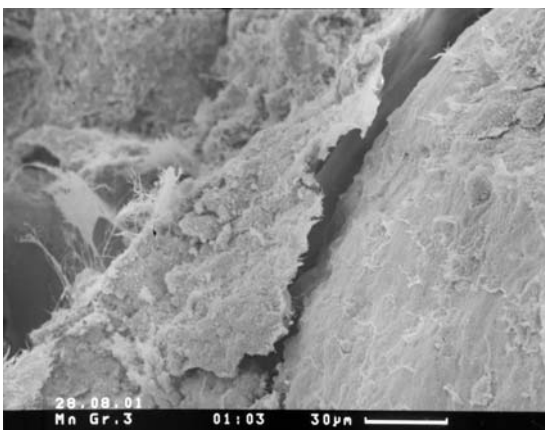
Фиг. 42–45. Травленная пластинка из образца. В результате травления в слабых кислотах хорошо проявляется микробальное сложение рудных обломков



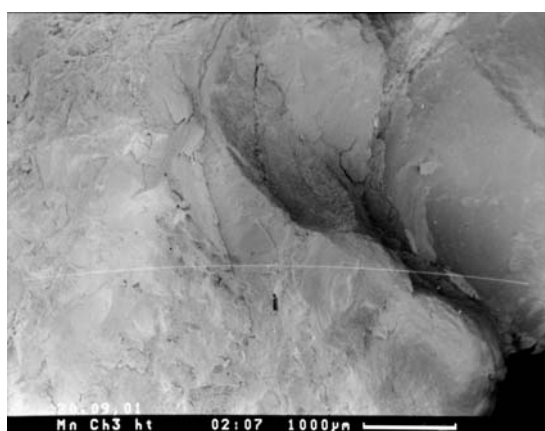
Фиг. 45.



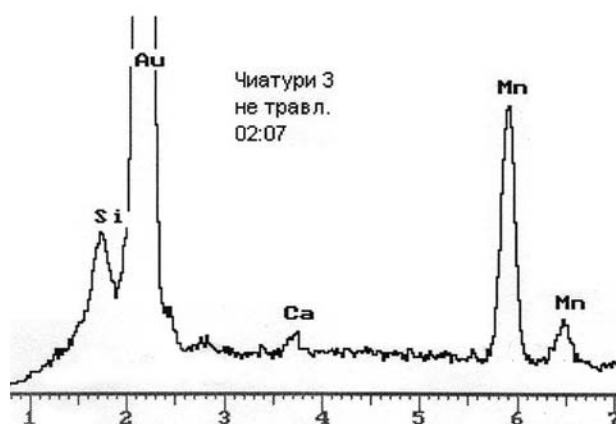
Фиг. 46. Общий вид в СЭМ обр. Чиатури-3



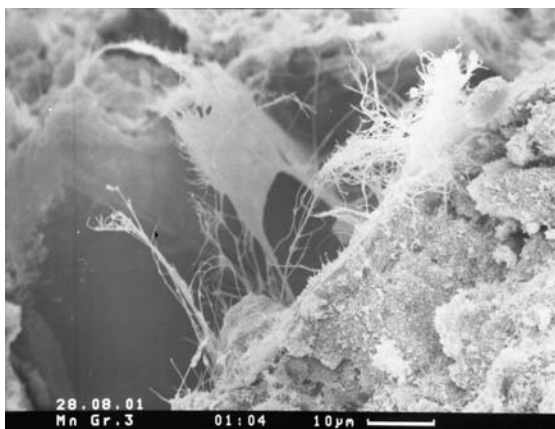
Фиг. 47 и 48. Образования онкоидного типа с концентрически-зональным строением



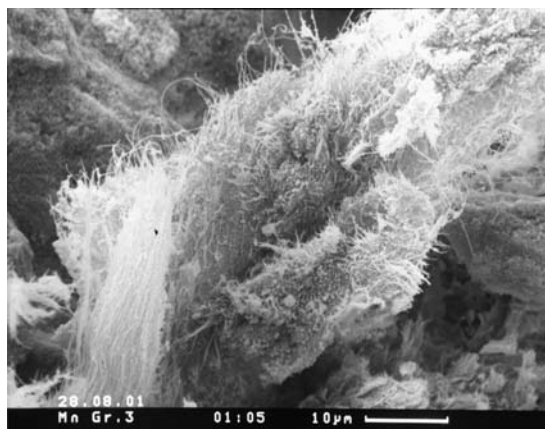
Фиг. 49. То же, расколотые в центральной части



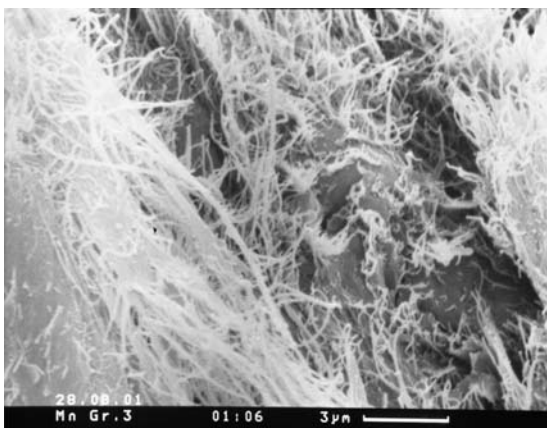
Фиг. 50. ЭДС этого участка с высоким содержанием марганца



Фиг. 51–54. Обломки с тонковолокнистым сложением



Фиг. 52.



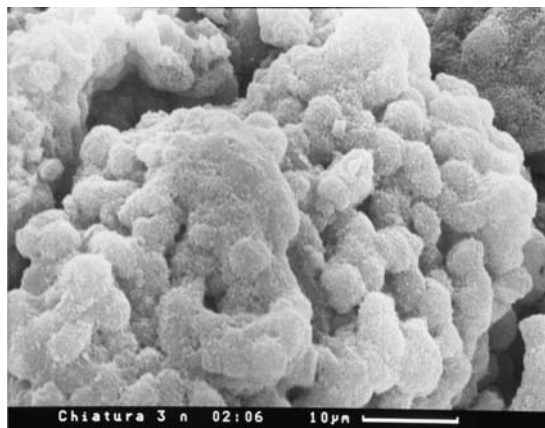
Фиг. 53.



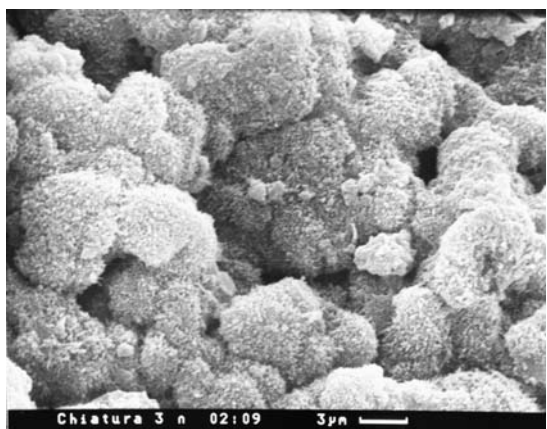
Фиг. 54.



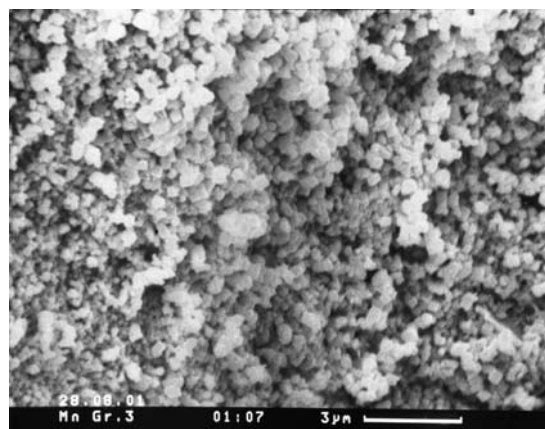
Фиг. 55–58. Обломки руды из микробильных колоний



Фиг. 56.

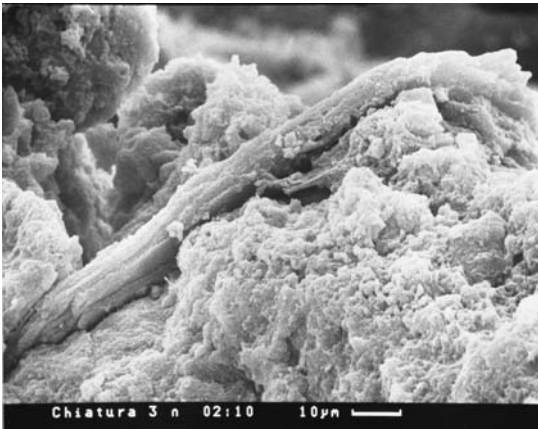


Фиг. 57.

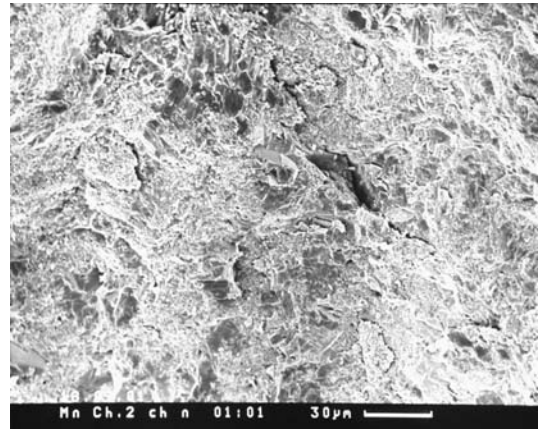


Фиг. 58.

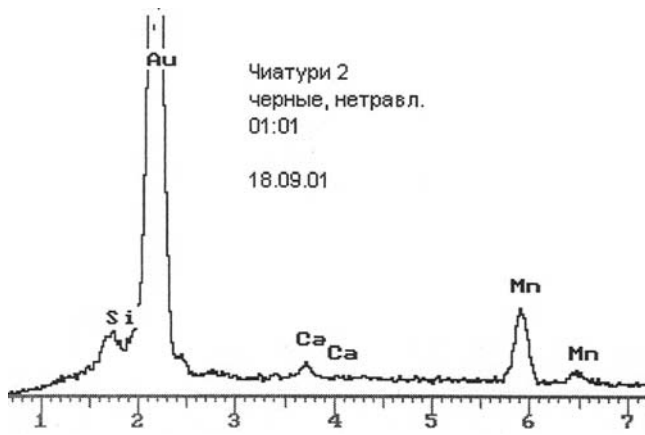




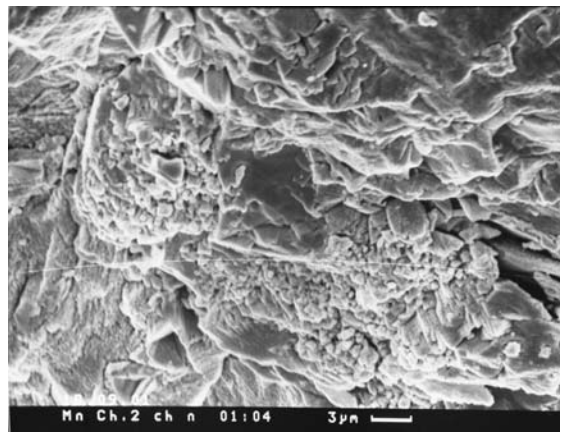
Фиг. 59. Сложная нитчатая микробная форма



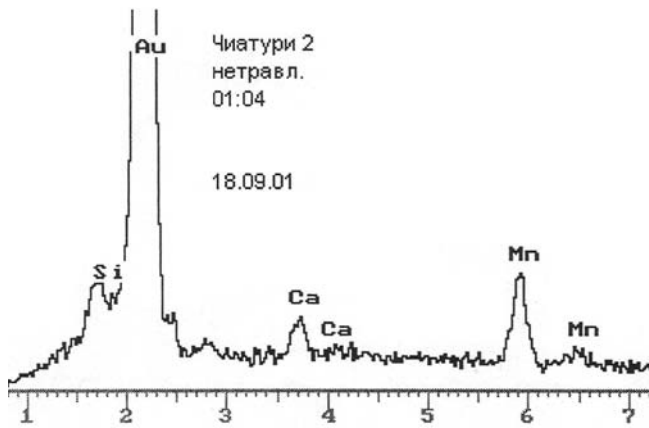
Фиг. 60. Общий вид в СЭМ обр. Чиатури-2 окисной сплошной руды, черной окраски



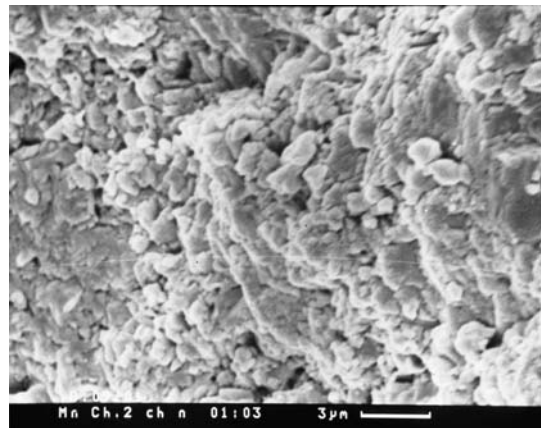
Фиг. 61. ЭДС этой части



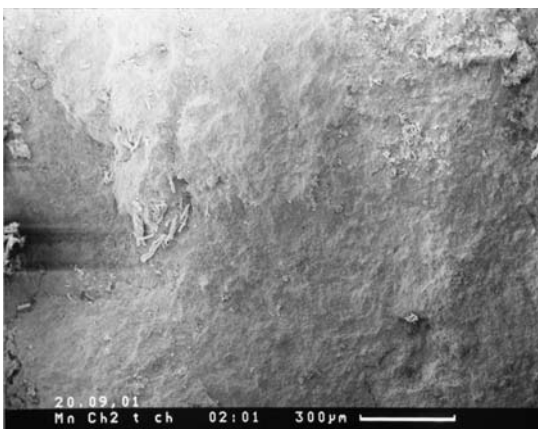
Фиг. 62. Эта же руда при большем увеличении



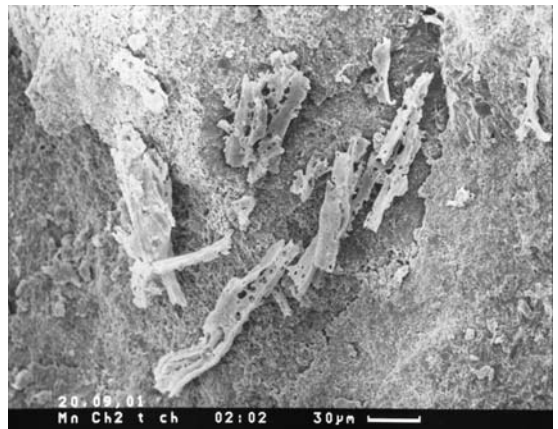
Фиг. 63. ЭДС этого участка с аналогичным составом



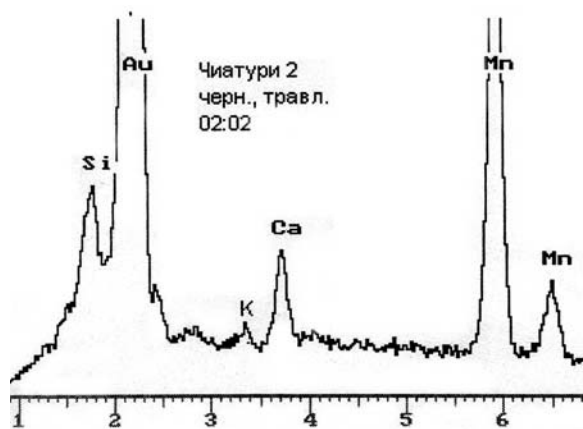
Фиг. 64. Другой участок с нечетким проявлением возможных остатков микробиоты



Фиг. 65. Такая же руда после травления — общий вид



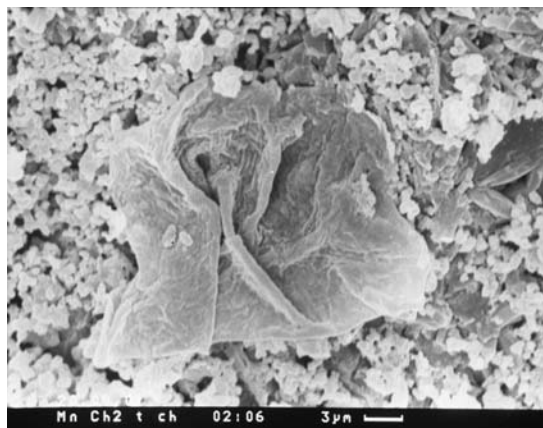
Фиг. 66. Фрагмент фиг. 65



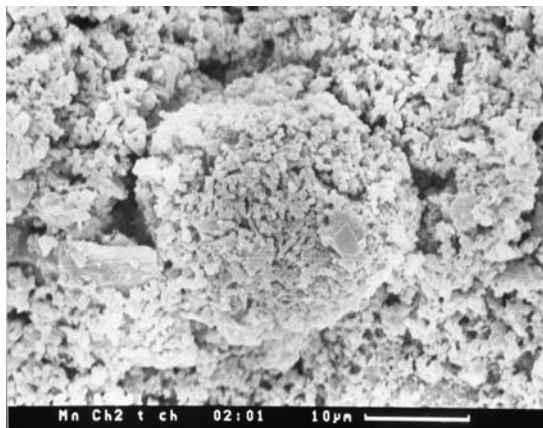
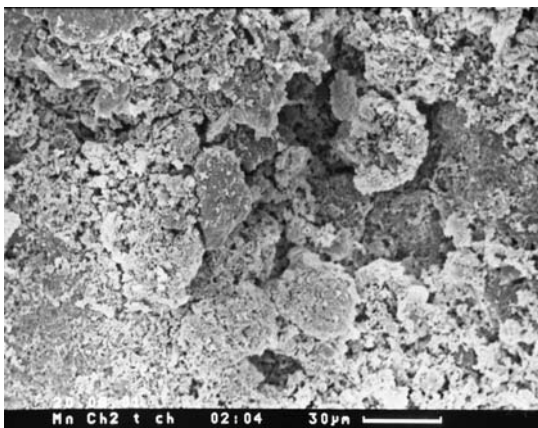
Фиг. 67. ЭДС ее указывает, что это несомненно высоко оруденелые фрагменты с присутствием Si и Ca



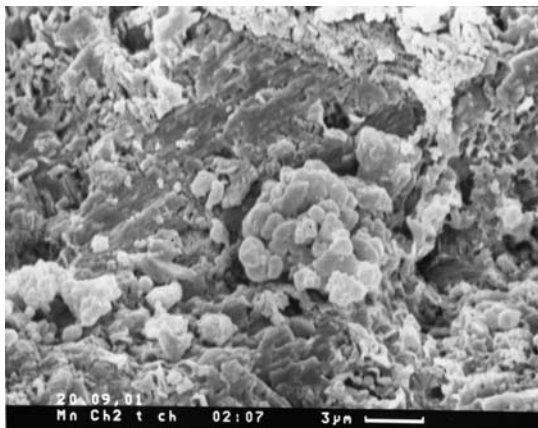
Фиг. 66, 68. После травления из руды выделялись фрагменты микробных пластинчато-нитчатых форм



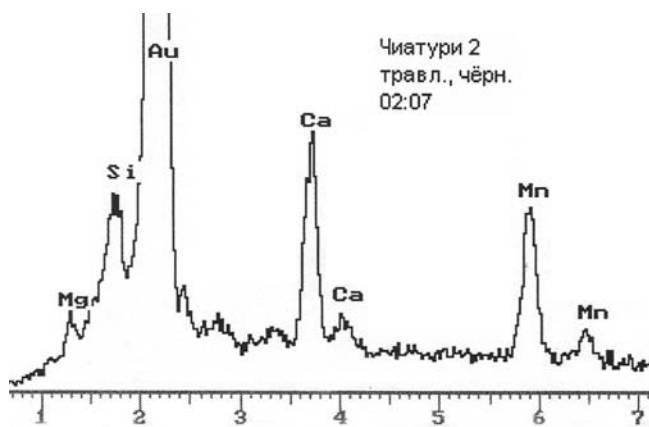
Фиг. 69–71. Другие микробные формы, которые выделились благодаря травлению



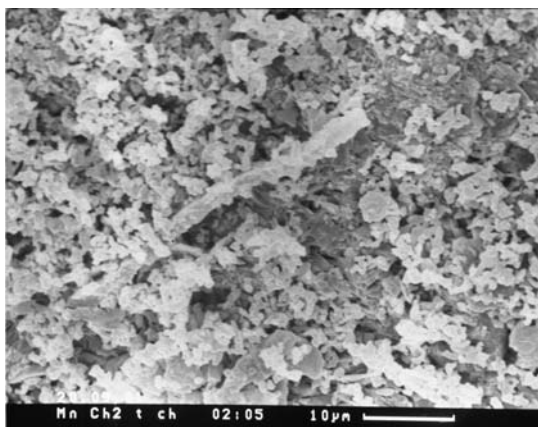
Фиг. 71.



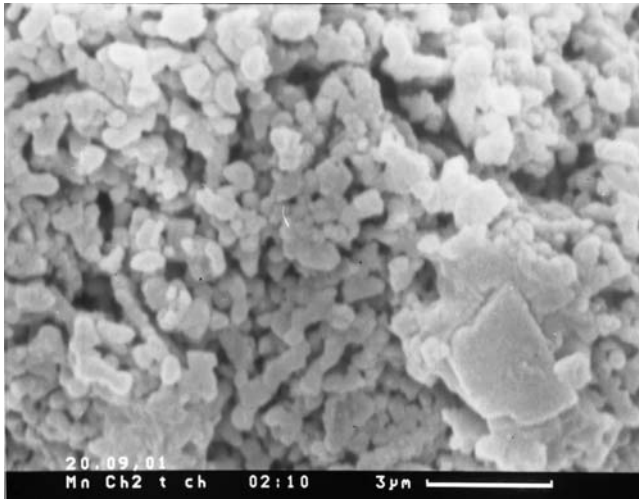
Фиг. 72. Участок развития, видимо, очень мелких микробных форм



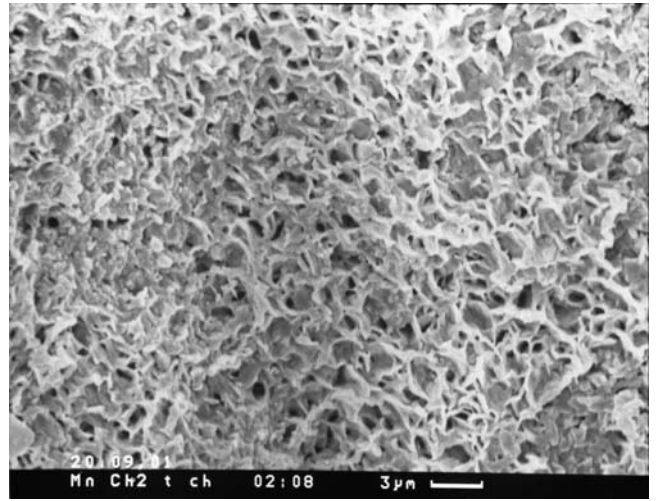
Фиг. 73. ЭДС этого участка, характерного высокими содержаниями Ca, даже большими, чем марганца



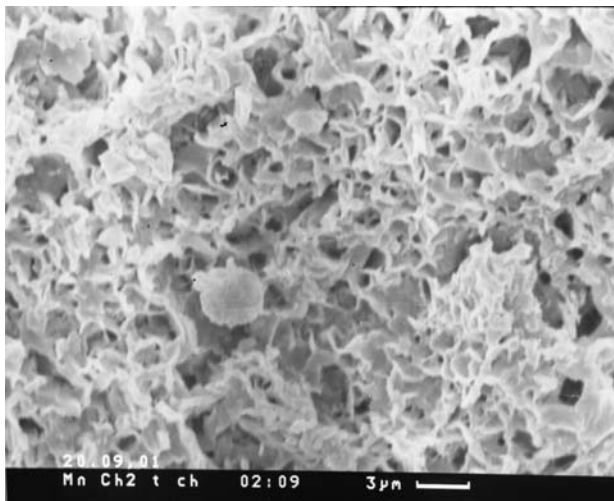
Фиг. 74. В основной массе руды нитчатые микробные формы



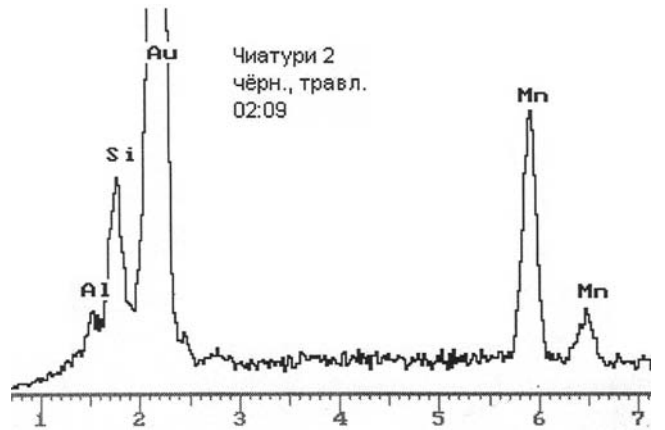
Фиг. 75. То же, но в сочетании нитчатых и кокковидных форм



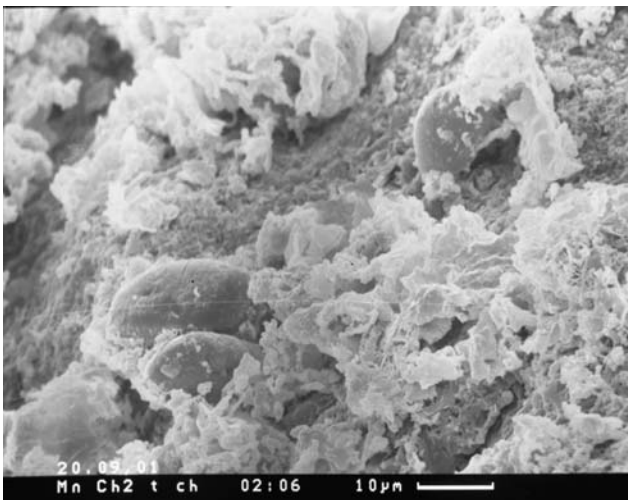
Фиг. 76 и 77. Ячеисто-тонконитчатое сложение руды участками, обычное при развитии псиломелана, но, возможно, и микробиальной природы



Фиг. 77.

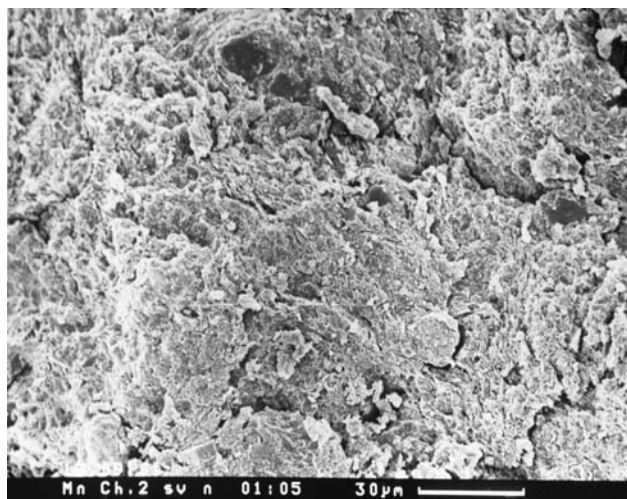


Фиг. 78. ЭДС этой части руды, характерный практически отсутствием Са

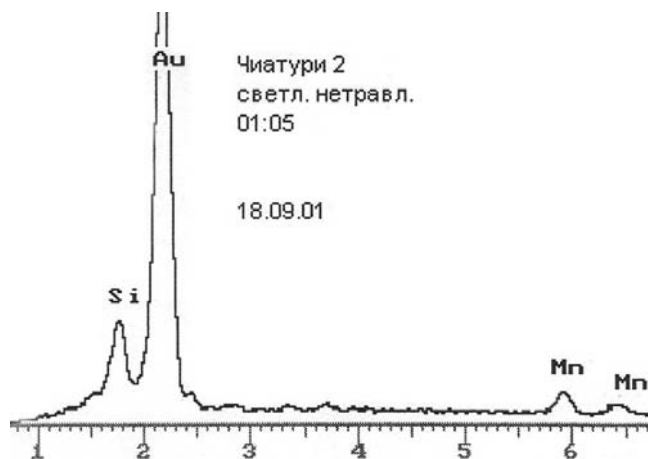


Фиг. 79 и 80. Свообразные лепешковидные микробиальные формы

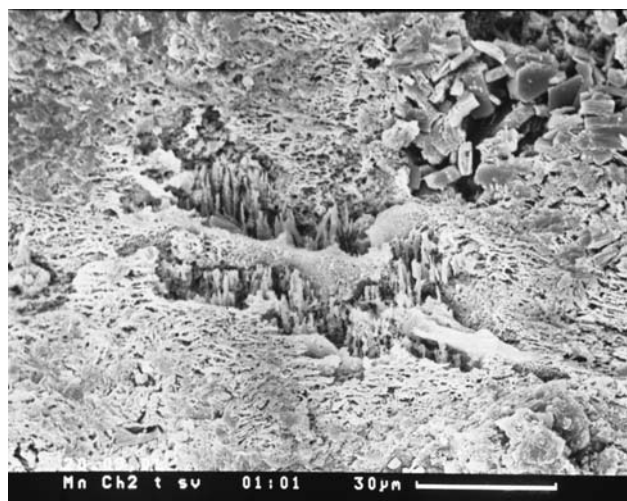




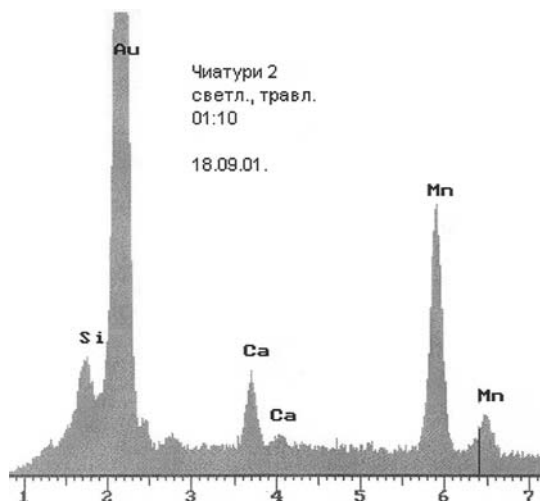
Фиг. 81. Тот же образец, светлая часть, не травленая. Общий вид



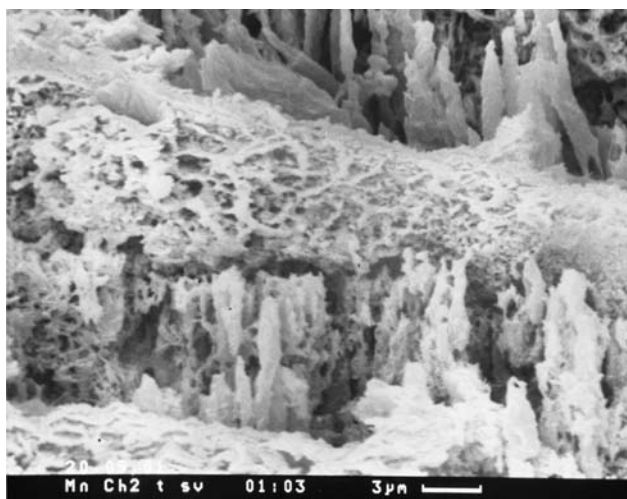
Фиг. 82. ЭДС этой части, с явно пониженными содержаниями марганца



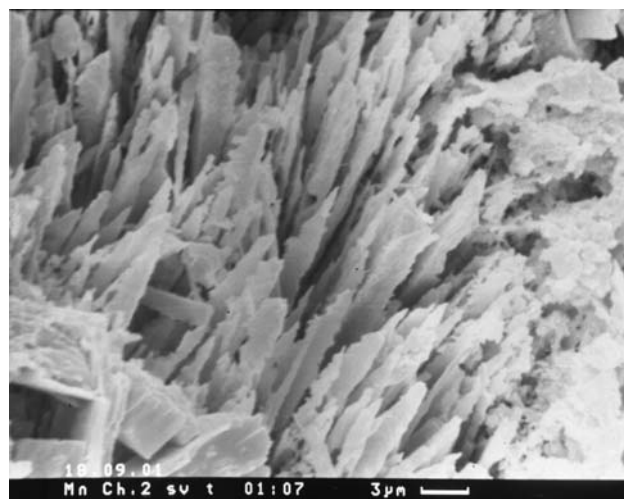
Фиг. 83. Этот же участок, но после травления: начали проявляться биогенные формы



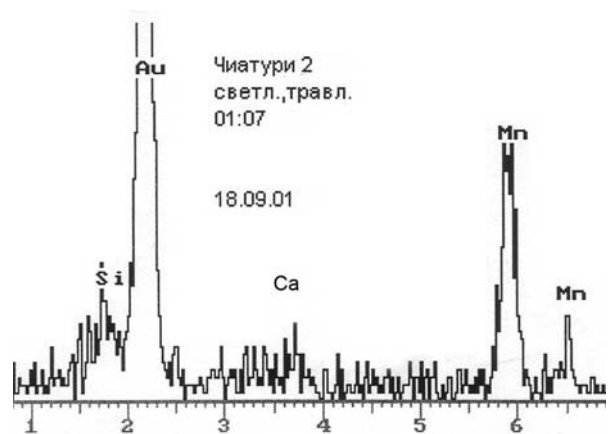
Фиг. 84. ЭДС этой части, указывающий на вполне рудный характер этой части образца



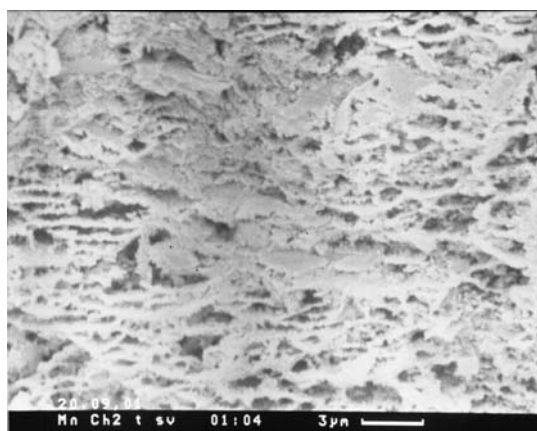
Фиг. 85. Более детально строение этого же участка со столбчатой инструктурированной формой



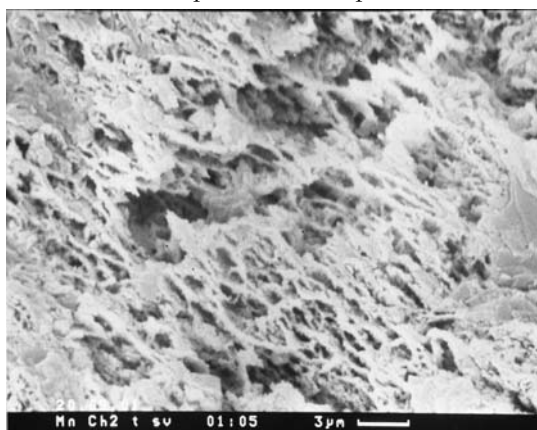
Фиг. 86. Острые вытянутые формы субпараллельного расположения



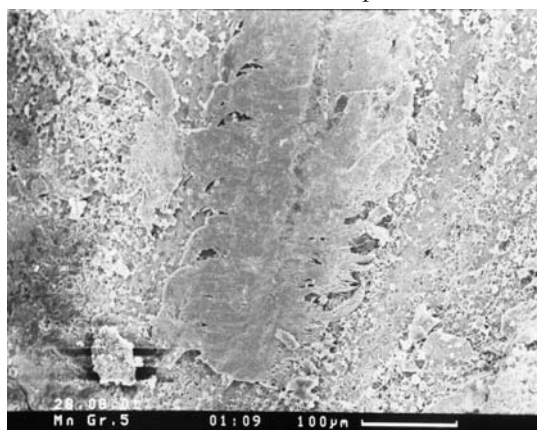
Фиг. 87. ЭДС этого участка, характерного высокими содержаниями марганца



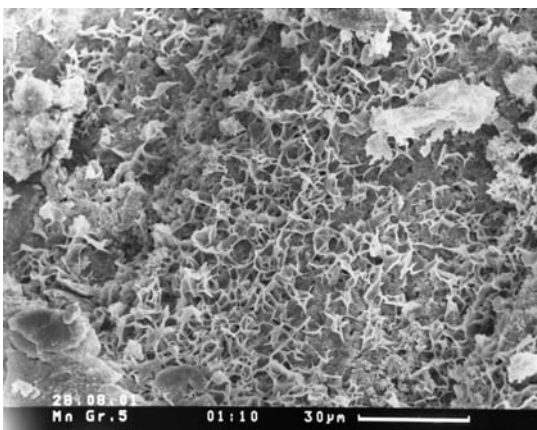
Фиг. 88 и 89. Нитчатые сплетения строматолитового типа в этом же образце



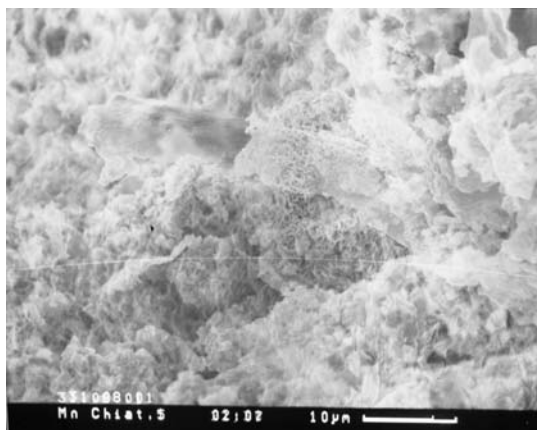
Фиг. 89.



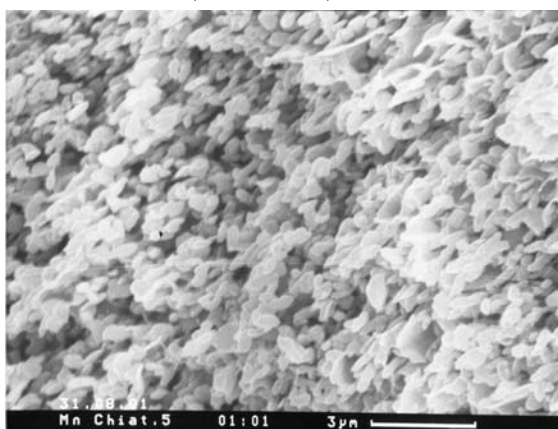
Фиг. 90. Общий вид следующего обр. Чиатури-3, травленного



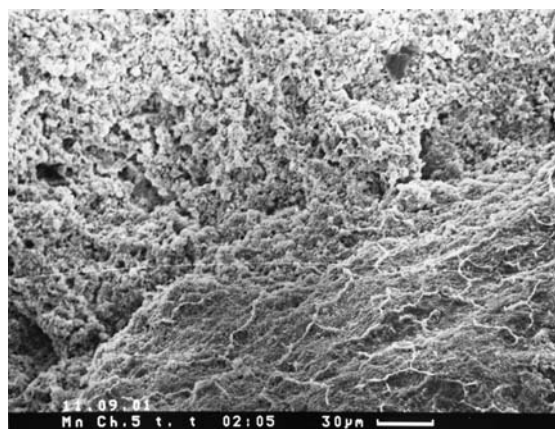
Фиг. 91. Участок с тонконитчатой сеткой псилометанового типа, возможно, это гликокаликс



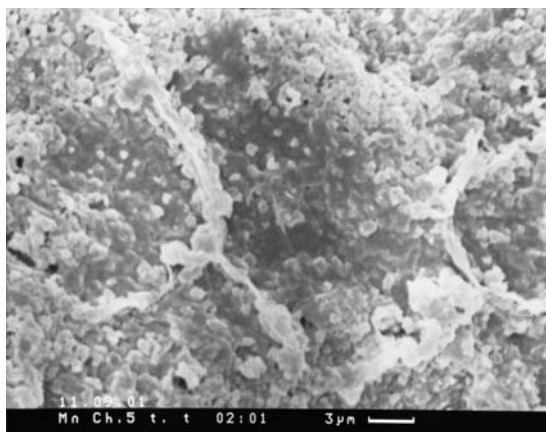
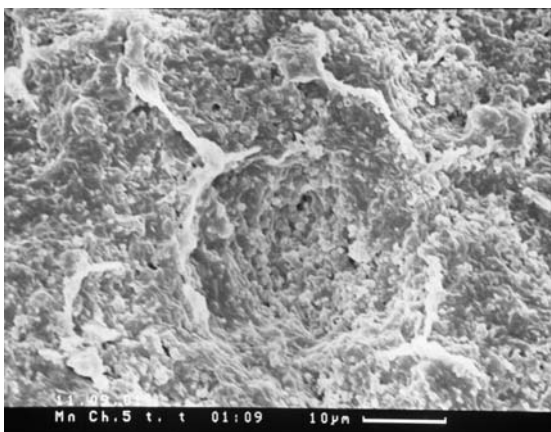
Фиг. 92 и 93. Микробное сложение руды



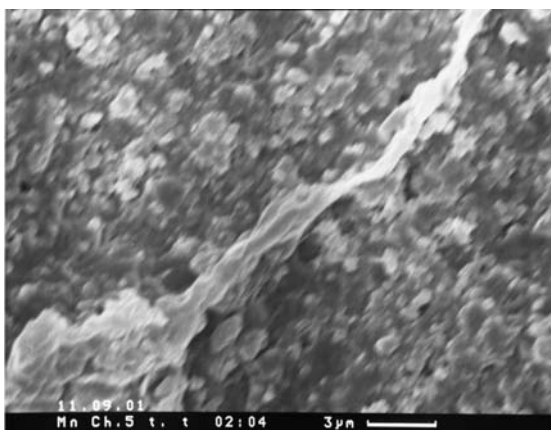
Фиг. 93.



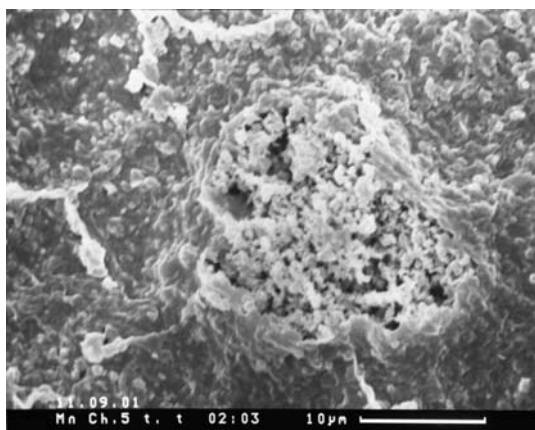
Фиг. 94. Здесь и далее протравленный этот же образец



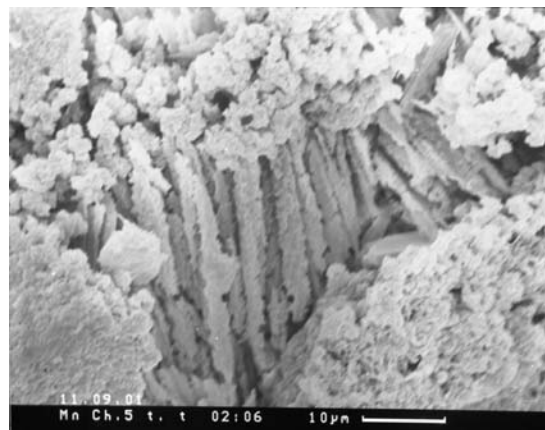
Фиг. 95–98. Сочетание системы нитчатых форм и очень небольших, вероятно, кокковидных форм



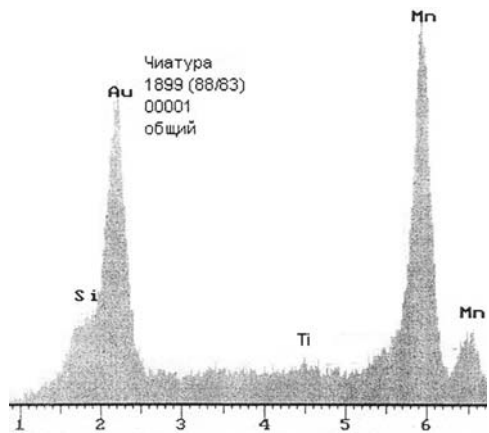
Фиг. 97.



Фиг. 98.



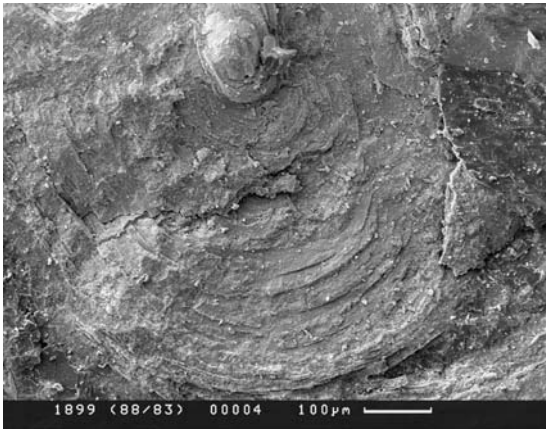
Фиг. 99. Совокупность нитчатых форм с кокковидными Фиг. 100. Общий вид онколитовой руды обр. 1899



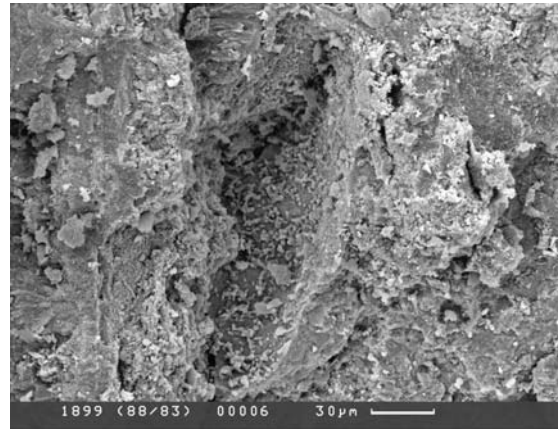
Фиг. 101. ЭДС этого участка, с высокими содержаниями марганца



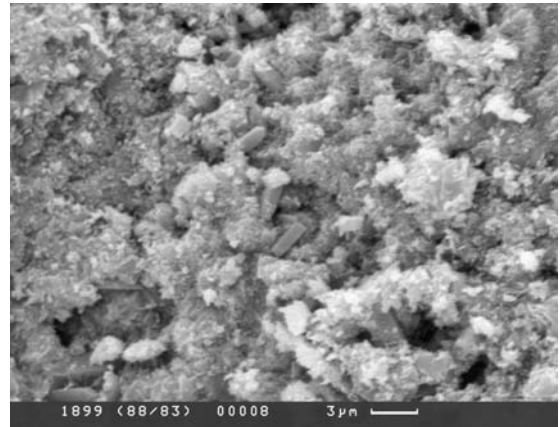
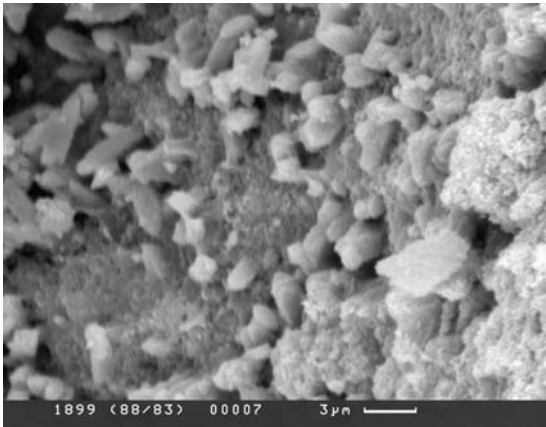
Фиг. 102–104. Разные формы проявления онколитов



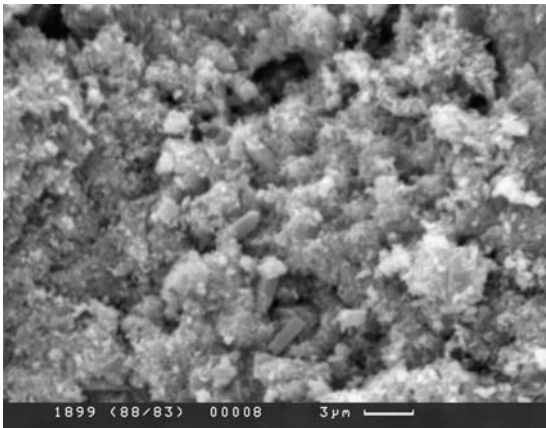
Фиг. 103.



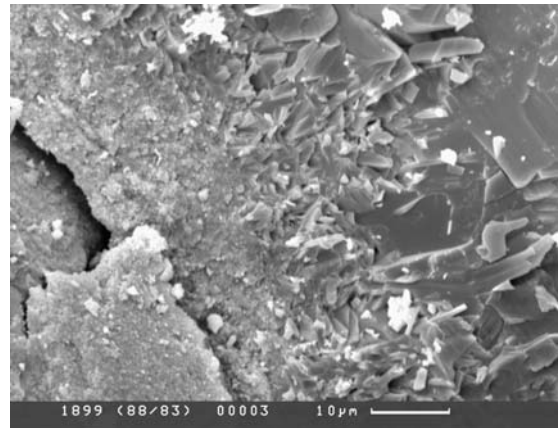
Фиг. 104.



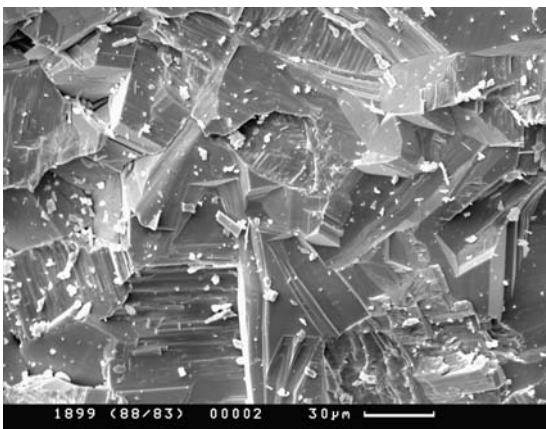
Фиг. 105–107. Микробиальные остатки в концентратах



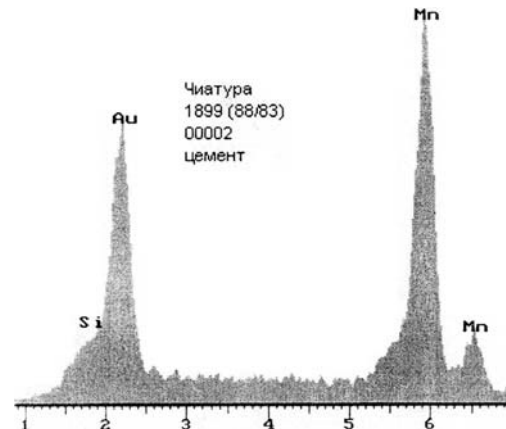
Фиг. 107.



Фиг. 108. Участки раскристаллизации в основной массе руды

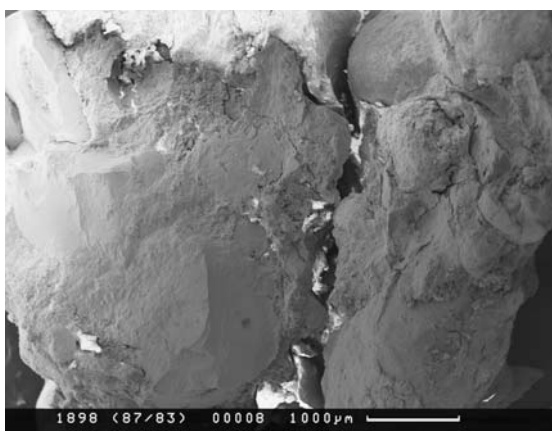


Фиг. 109. Участки раскристаллизации в основной массе руды

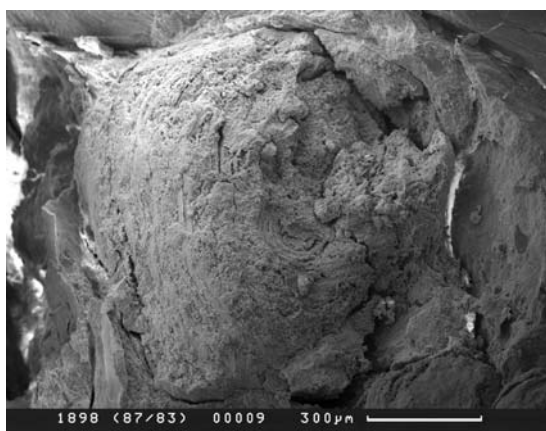


Фиг. 110. ЭДС окристаллизованной части, указывающее на высокие содержания марганца

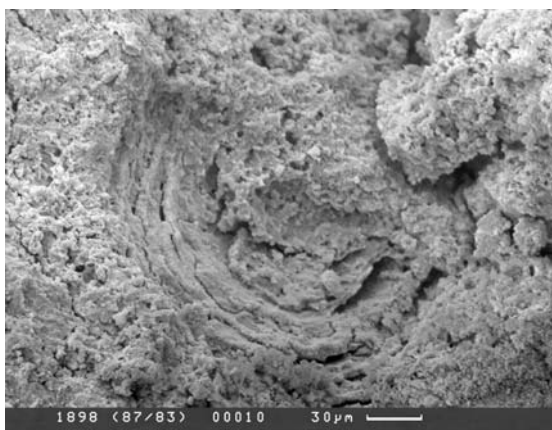




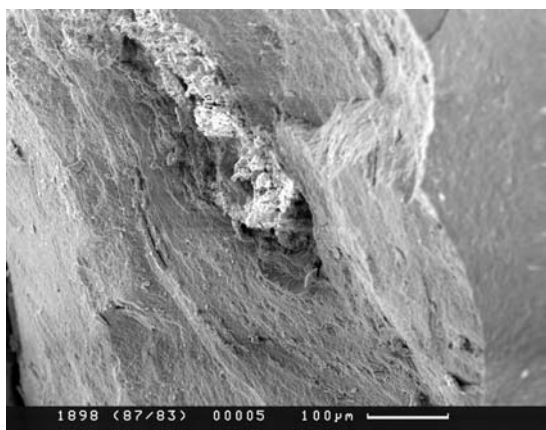
Фиг. 111. Образец 1898 онколитового сложения



Фиг. 112.

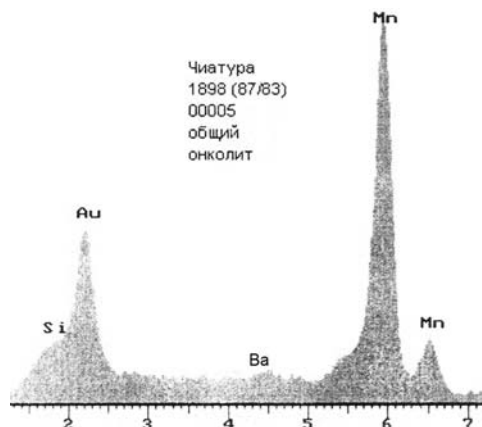


Фиг. 113.

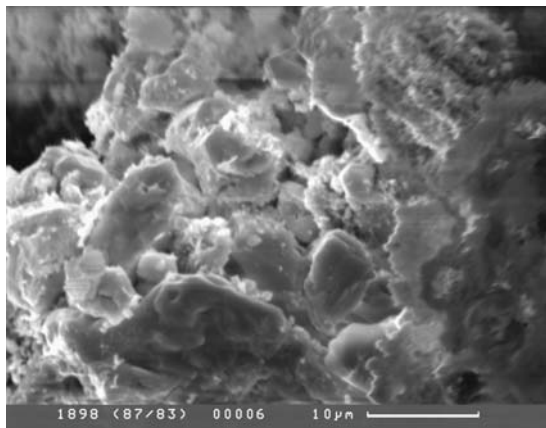


Фиг. 112–114. Общий вид онколитов, их соотношение с окружающей массой

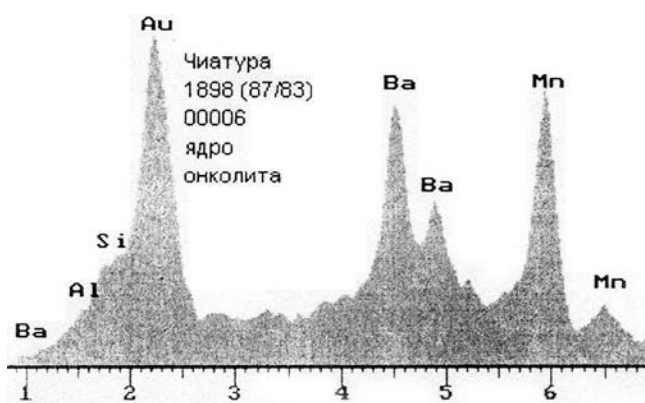
Фиг. 114.



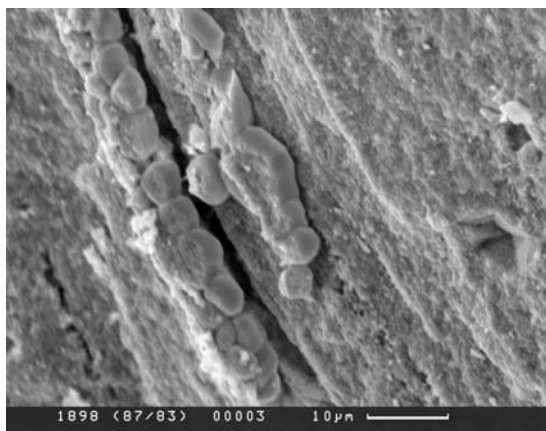
Фиг. 115. ЭДС площади фиг. 114 с высокими содержаниями марганца



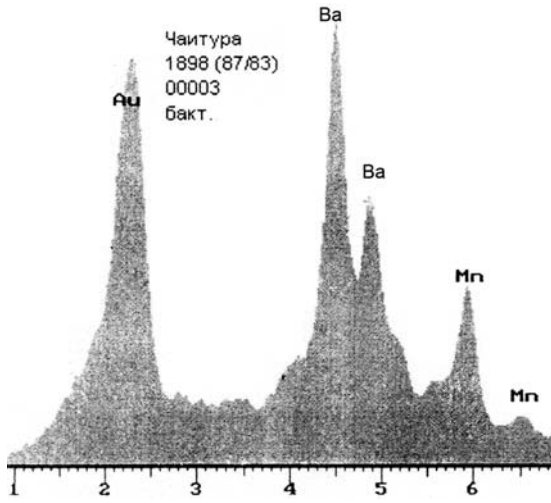
Фиг. 116. Ядро онколита из кокковидных форм



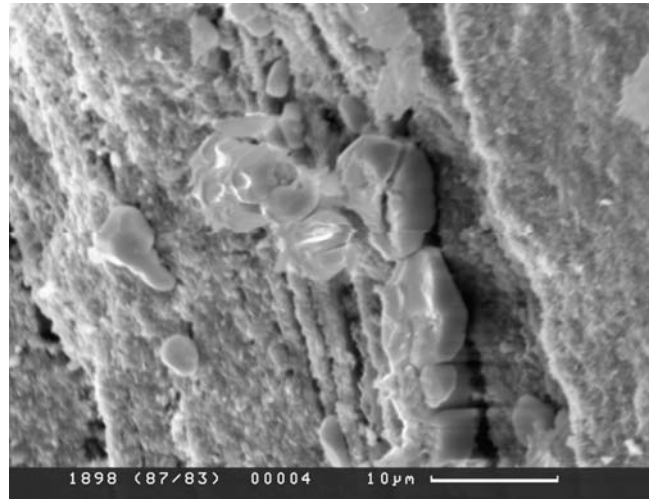
Фиг. 117. ЭДС этого участка, возможно, указывающего на присутствие бариевого псиломелана



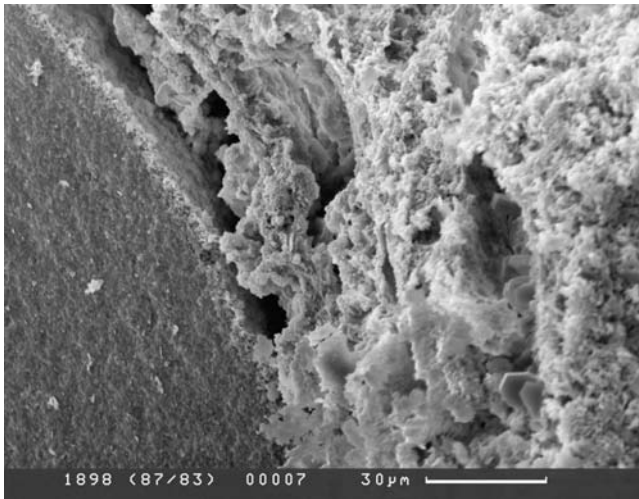
Фиг. 118. Деталь концентрически-зонального строения онколитов с кокковидными микробными остатками



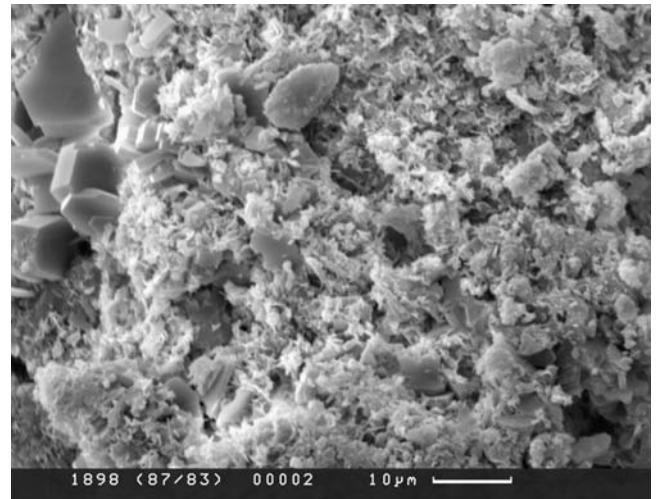
Фиг. 119. ЭДС этих бактериальных структур, возможно, бариевый псиломелан



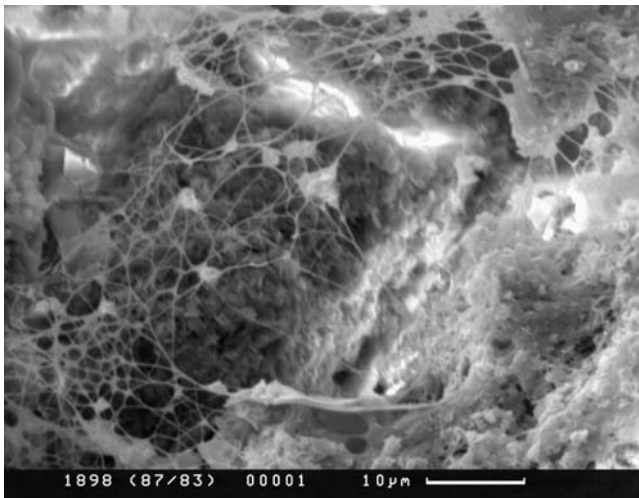
Фиг. 120. Еще один пример участия микробиальных остатков в концентрических зонах



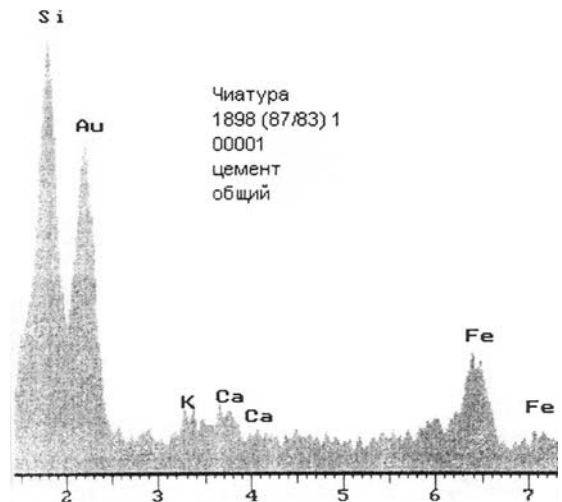
Фиг. 121. Сочетание края онколита и вмещающей массы



Фиг. 122. Вмещающий матрикс с участками развития кристаллических форм

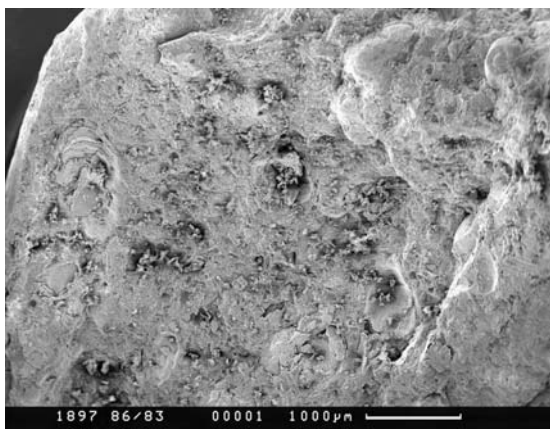


Фиг. 123. Развитие системы тончайших нитчатых сеток в основной массе — возможно, актиномицеты

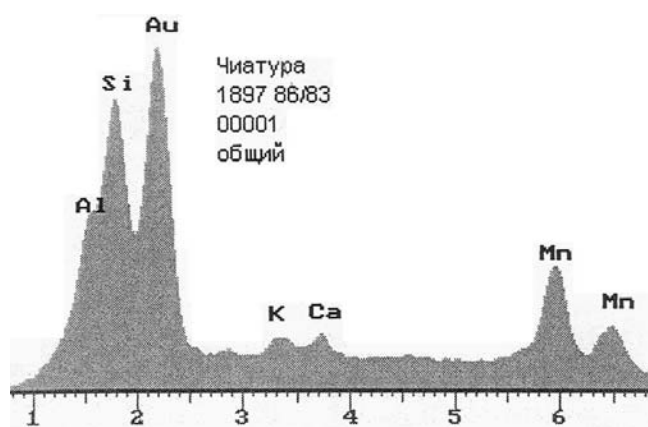


Фиг. 124. ЭДС этого участка с высокой кремнистостью и преобладанием железа

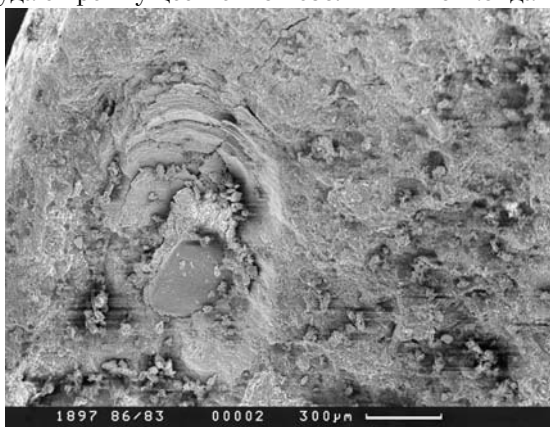




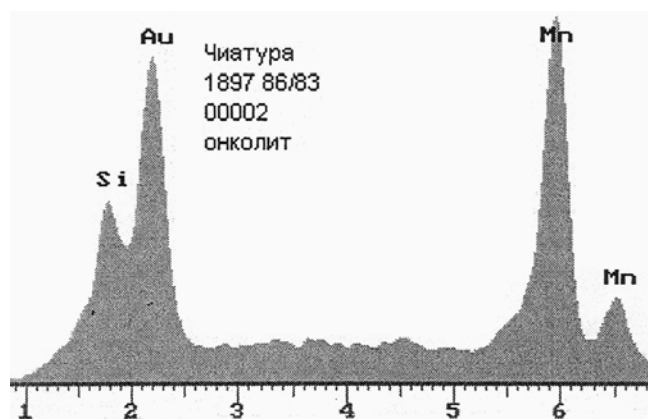
Фиг. 125. Общий вид обр. 1897 в СЭМ. Онколитовая руда с преимущественно небольшими онколитами



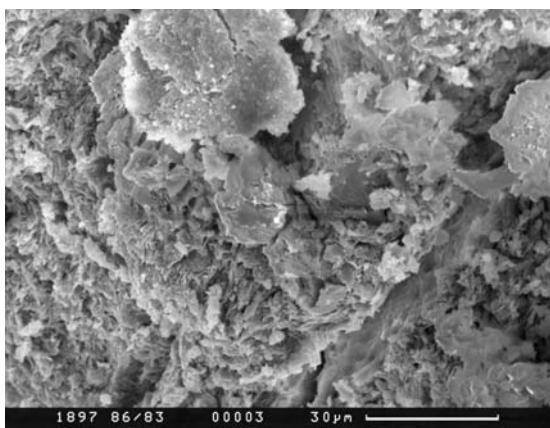
Фиг. 126. ЭДС этой площади: значительные содержания Mn, Si, Al



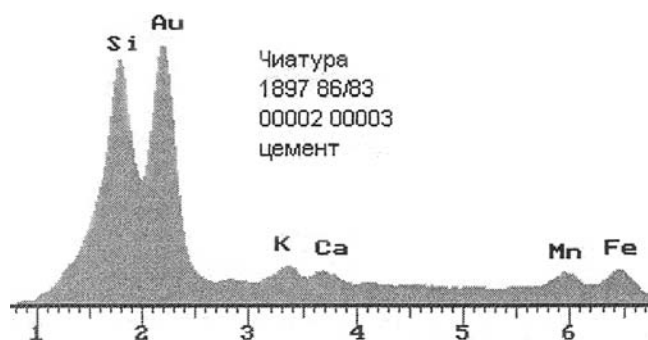
Фиг. 127. Типичный онколит



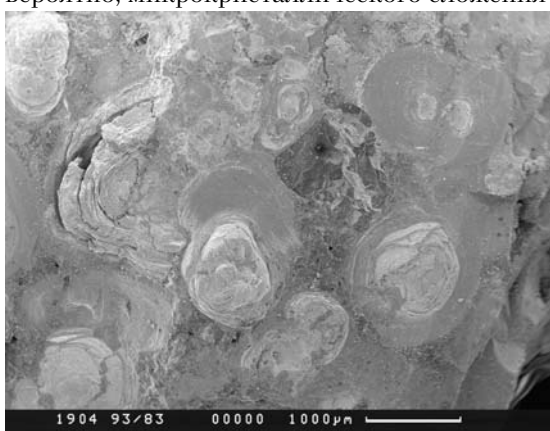
Фиг. 128. ЭДС его с высокими содержаниями марганца



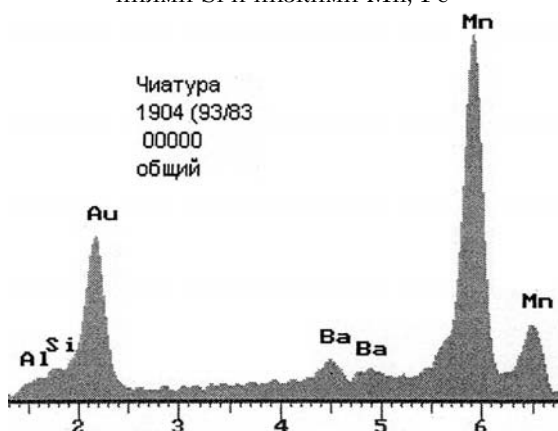
Фиг. 129. Окружающий онколит матрикс неясного, вероятно, микрокристаллического сложения



Фиг. 130. ЭДС этого участка с высокими содержаниями Si и низкими Mn, Fe



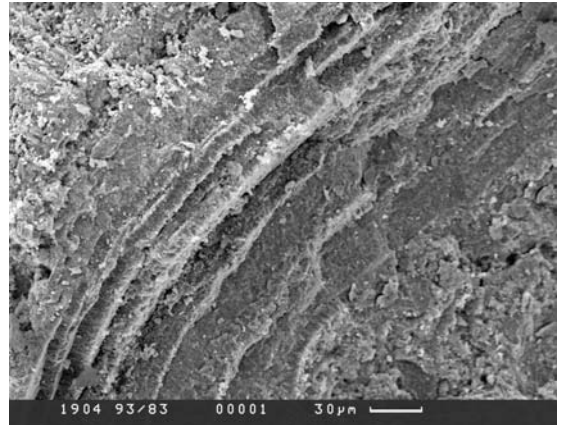
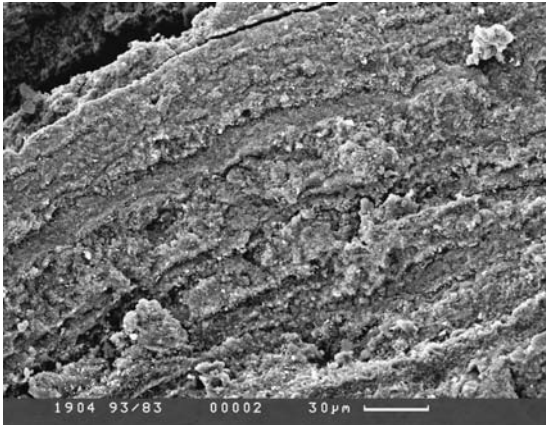
Фиг. 131. Общий вид в СЭМ обр. 1904 — онколитовая руда



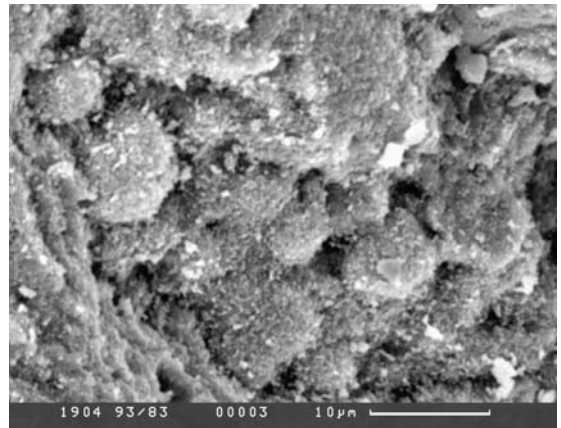
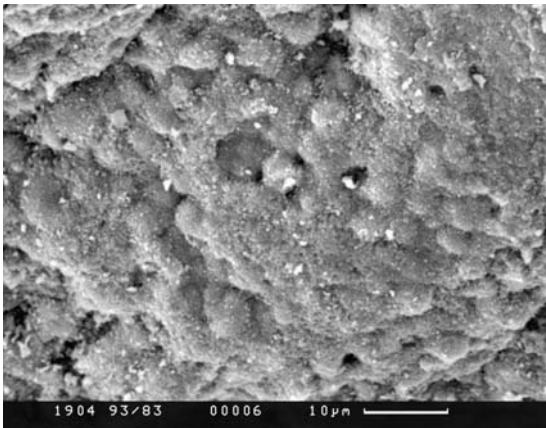
Фиг. 132. ЭДС этого участка с высоким содержанием марганца



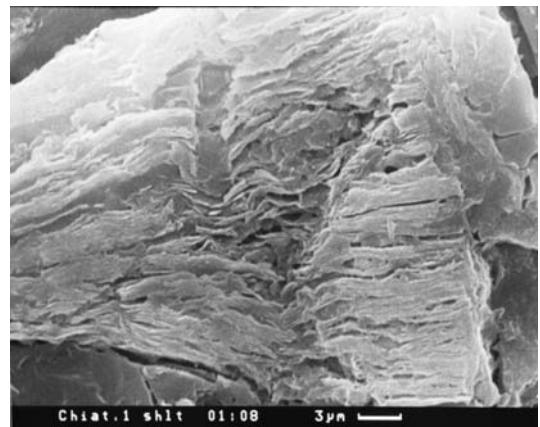
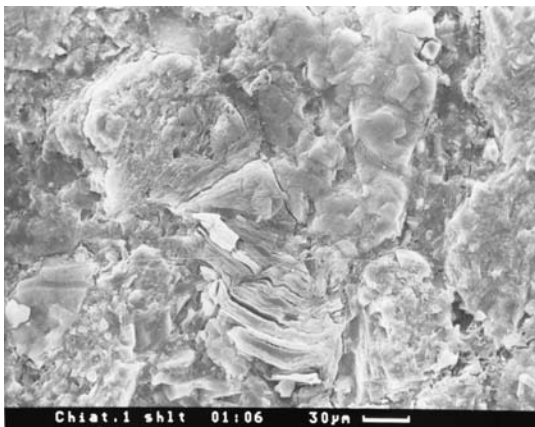
Фиг. 133 и 134. Сложное строение ядровой части отдельных онкоидов



Фиг. 135 и 136. Детально концентрически-зональное строение онкоидов

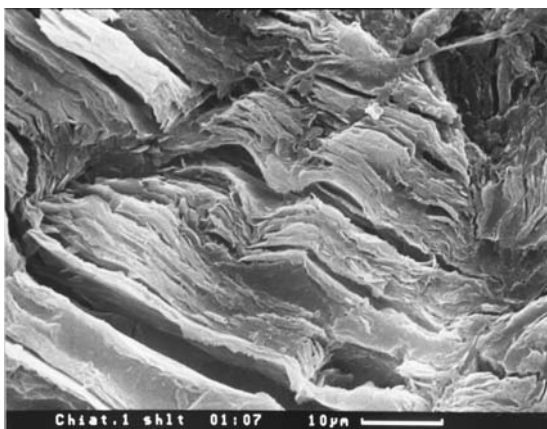


Фиг. 137 и 138. Еще более детально микробальное, кокковидное сложение этих оболочек

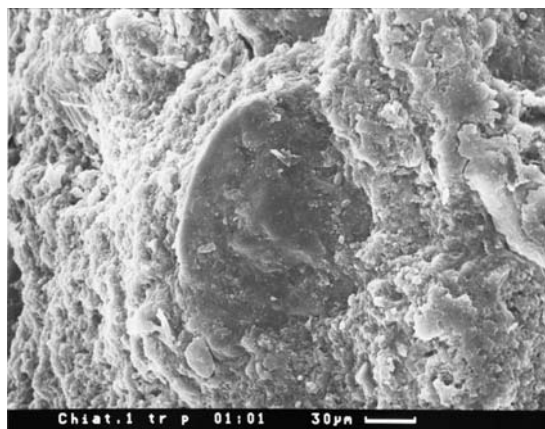


Фиг. 139. Общий вид в СЭМ обр. Чиатури-1. Руда скорее обломочного сложения, отчасти онкоидная

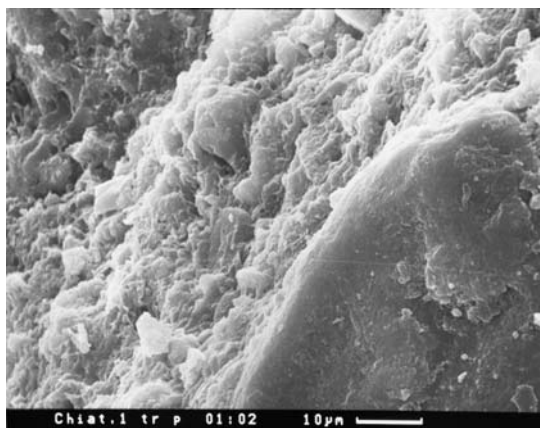
Фиг. 140 и 141. Обломки ламинного строматолита(?) при разных увеличениях



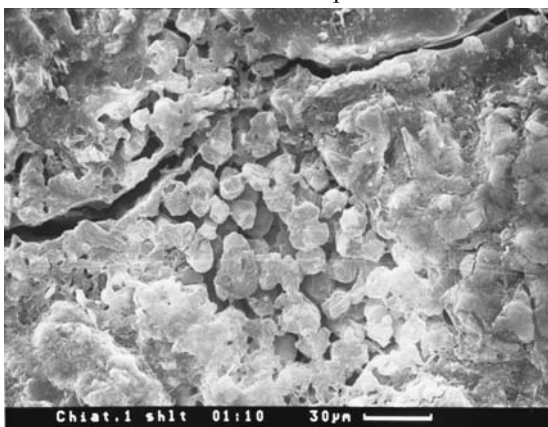
Фиг. 141.



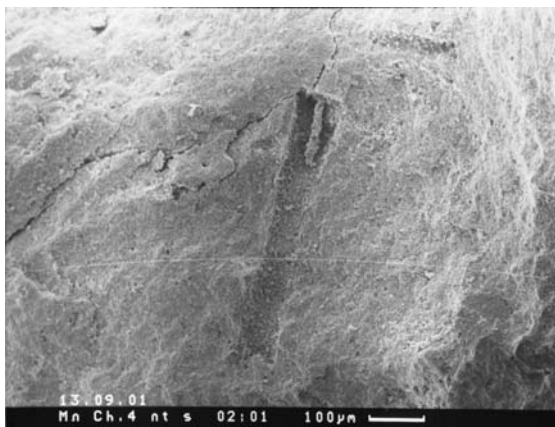
Фиг. 142 и 143. Фрагмент округлой формы и его соотношение с матрицей



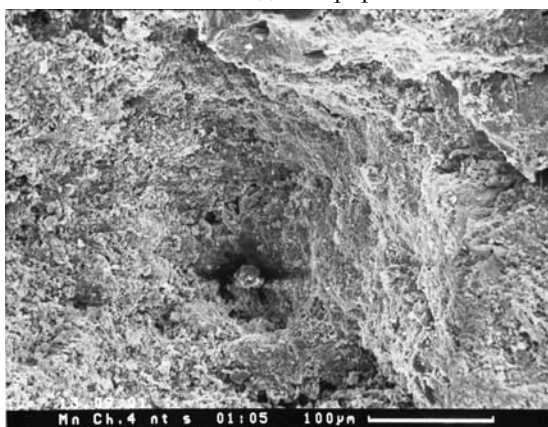
Фиг. 143.



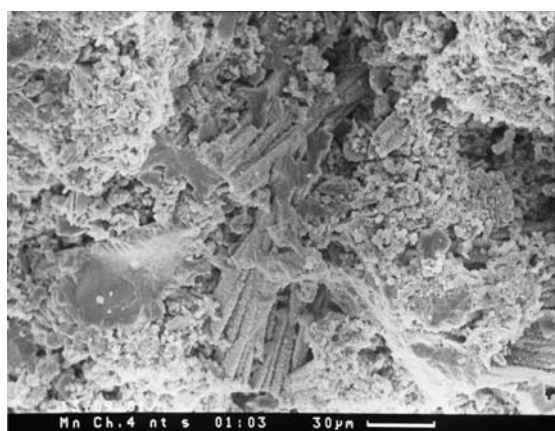
Фиг. 144. Основная масса руды из столбчатых и кокковидных форм



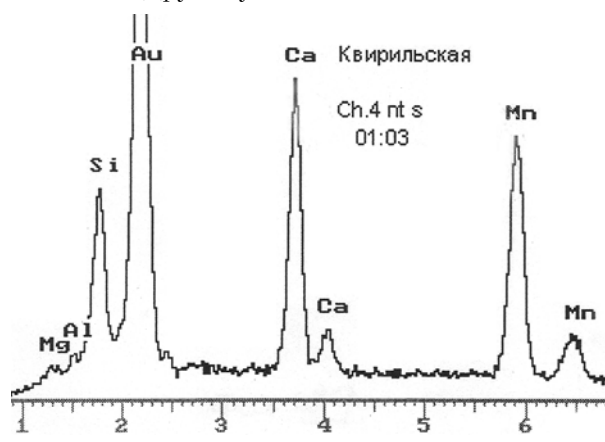
Фиг. 145. Общий вид карбонатной руды обр. Чиатури-4 – светлая часть. В центре – органический остаток неясного систематического сложения



Фиг. 146. Другой участок массивного сложения

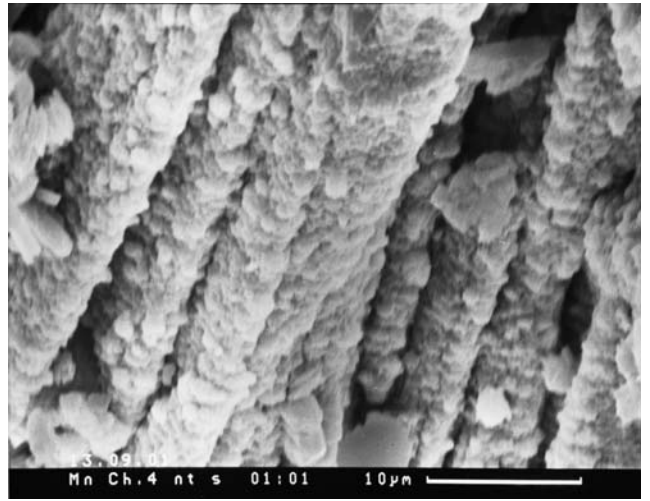
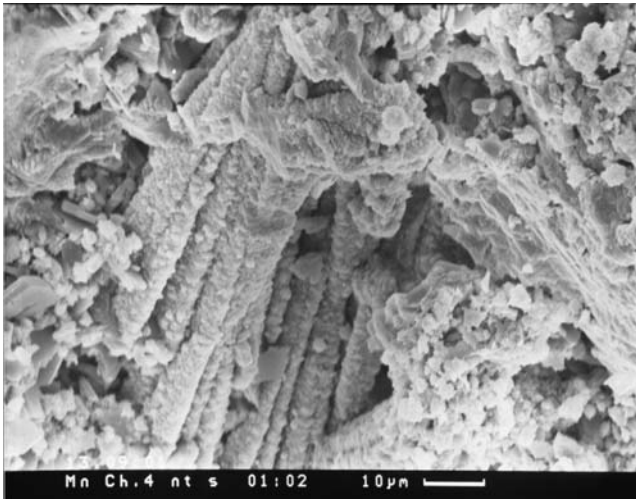


Фиг. 147. В массе руды пакеты из субпараллельно ориентированных столбчатых форм

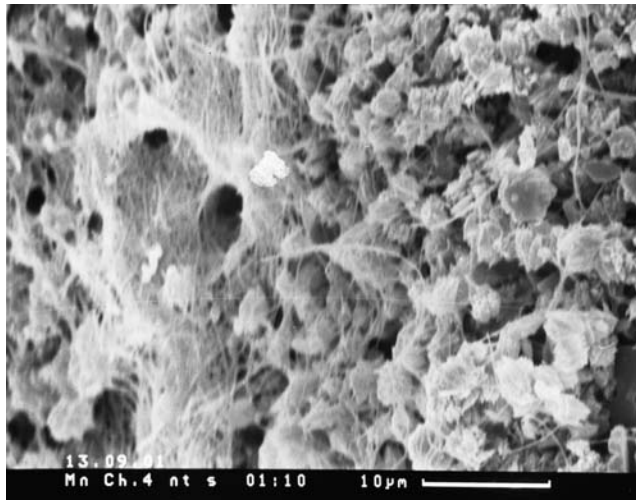


Фиг. 148. ЭДС этого участка. Характерны высокие содержания Mn и Ca, а также относительно высокие Si

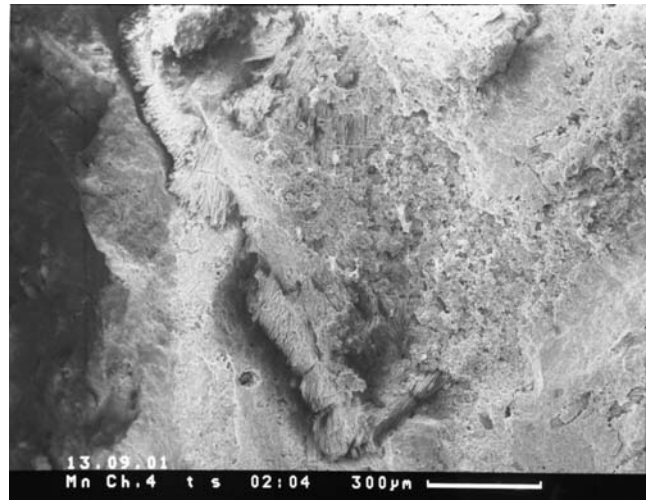




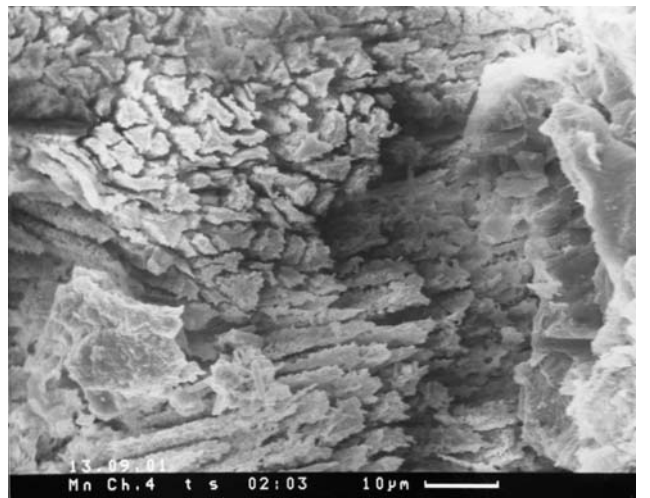
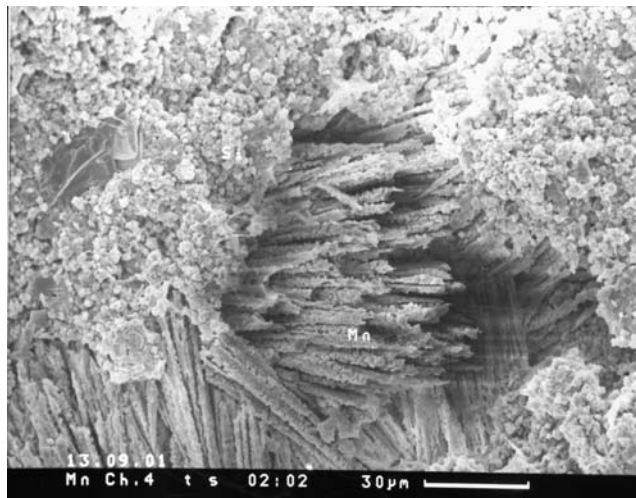
Фиг. 149 и 150. Более детально строение столбчатых форм, вероятно, состоящих с поверхности (?) из кокковидных форм



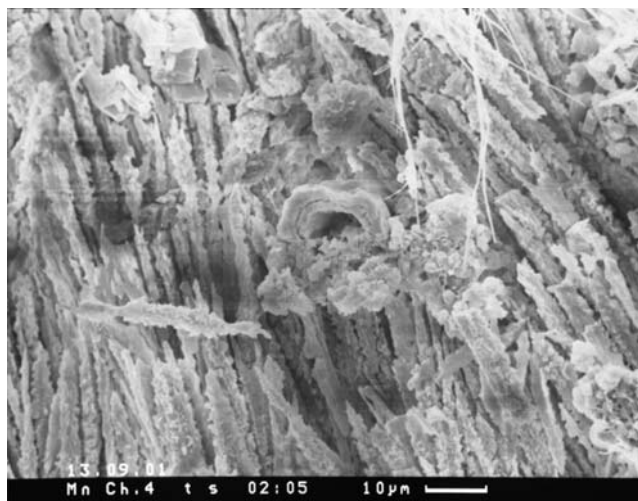
Фиг. 151. Обилие кокковидных и нитчатых форм в основной массе руды



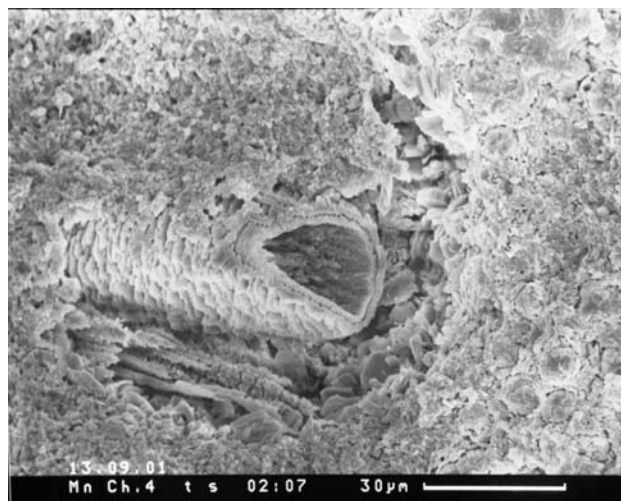
Фиг. 152. Тот же образец, но протравленный (и далее) — общий вид



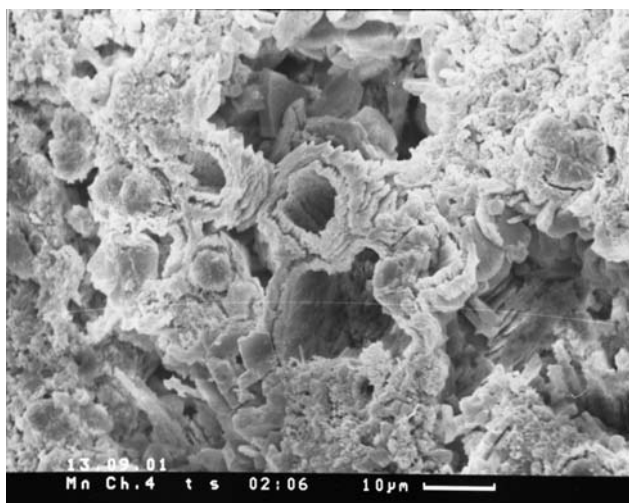
Фиг. 153–155. Участки руды, сложенные пакетами столбчатых, высокомарганцевистых форм, иногда с более крупными трубчатыми формами



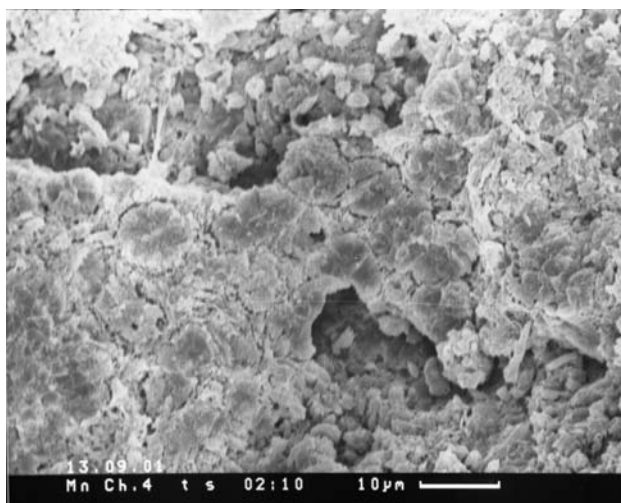
Фиг. 155.



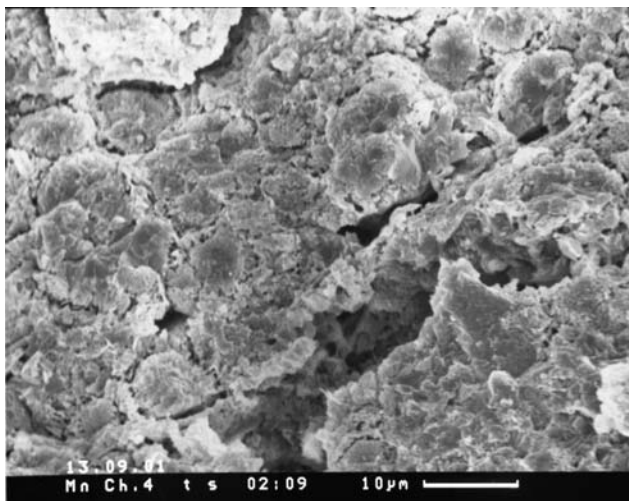
Фиг. 156 и 157. Трубочатые формы в разных участках руды, иногда с отчетливыми концентрическими нарастаниями с поверхности, высокомарганцевистые



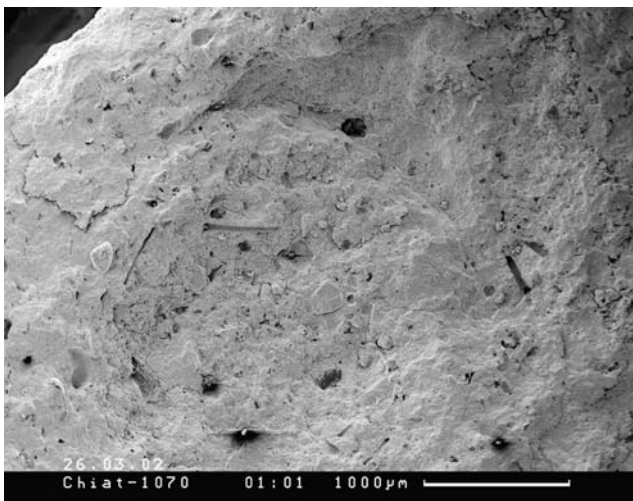
Фиг. 157.



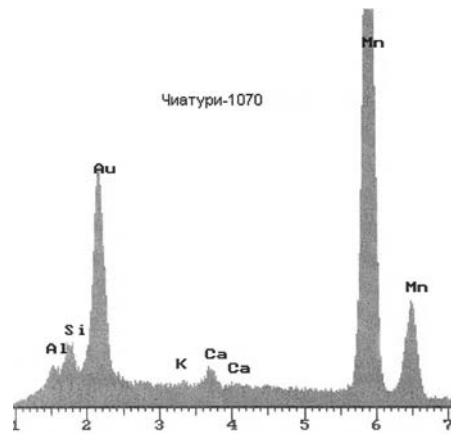
Фиг. 158 и 159. Ансамбли кокковидных форм разных диаметров в основной массе руды



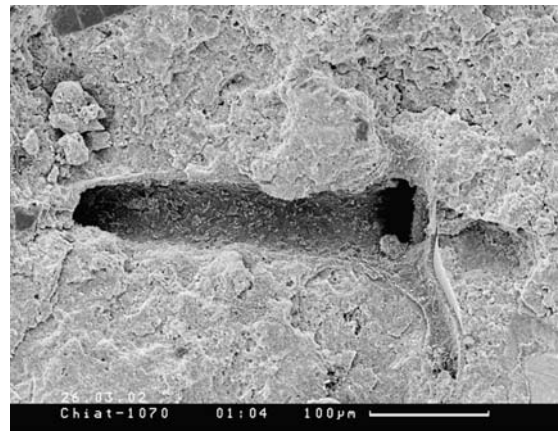
Фиг. 159.



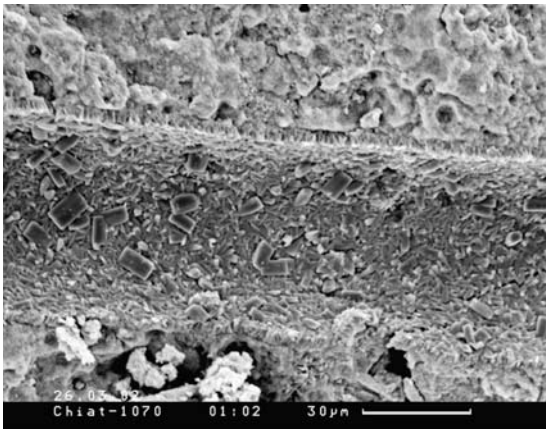
Фиг. 160. Общий вид обр. 1070 при малом увеличении. Отчетливо наблюдаются пустоты от бывших включений органических остатков



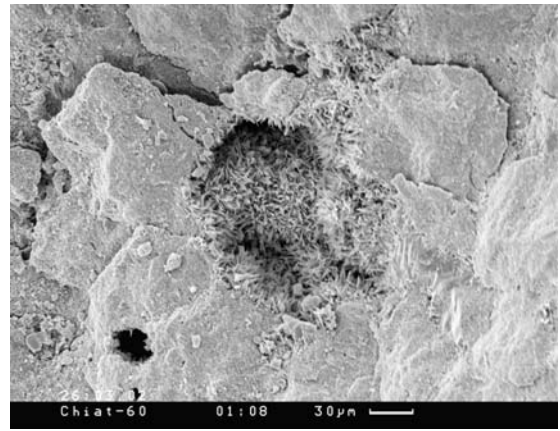
Фиг. 161. ЭДС этой части с высокими содержаниями марганца



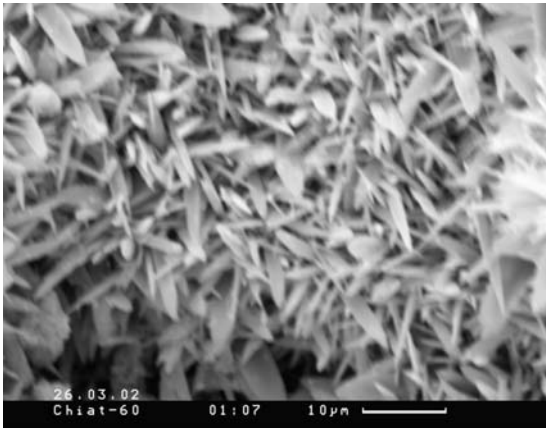
Фиг. 162. Пустоты от включений органических остатков (спикул губок?)



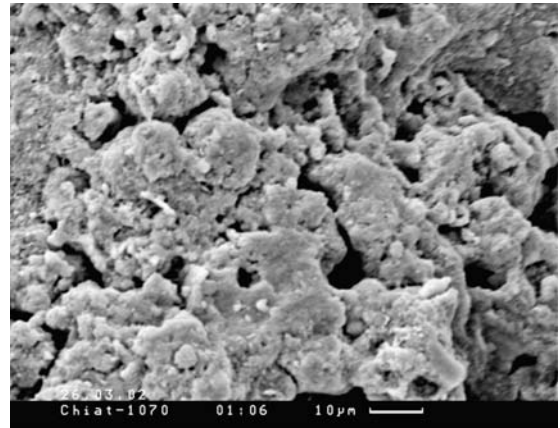
Фиг. 163. Фрагмент сохранившейся спикулы губки на поверхности которой развиты кристаллические формы



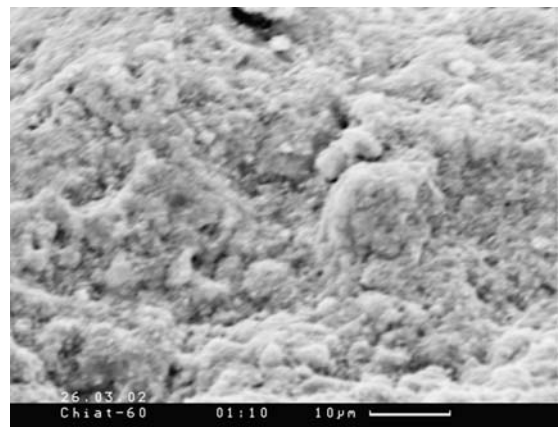
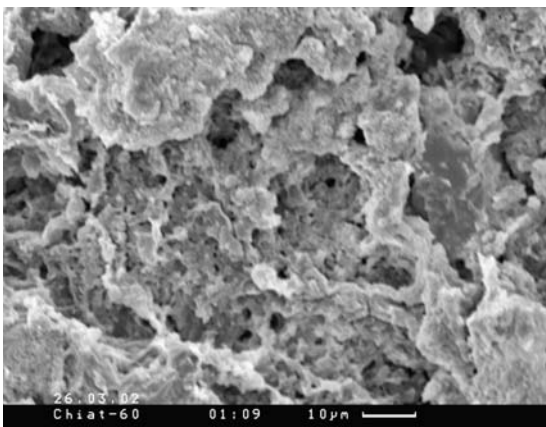
Фиг. 164 и 165. Развитие в пустотах новообразованных кристаллов цеолитов(?)



Фиг. 165.

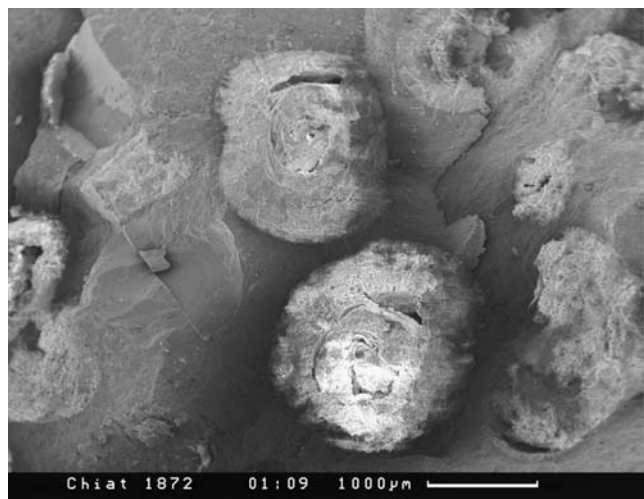


Фиг. 166.

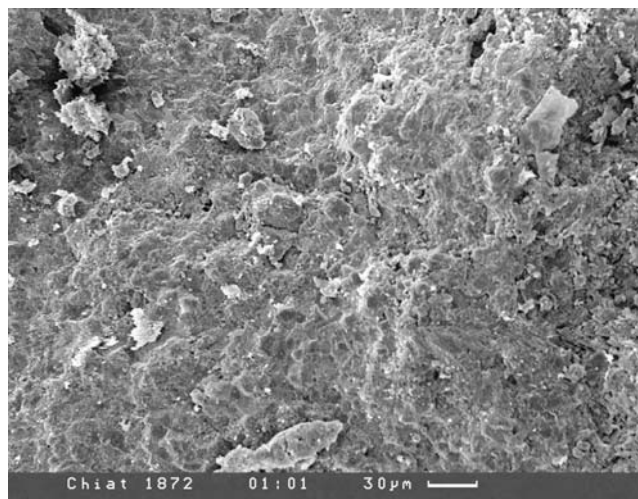


Фиг. 166–168. Основная масса руды, видимо, сложенная микробиальными остатками

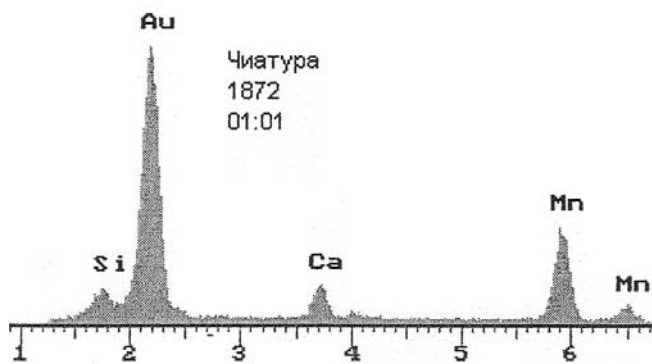




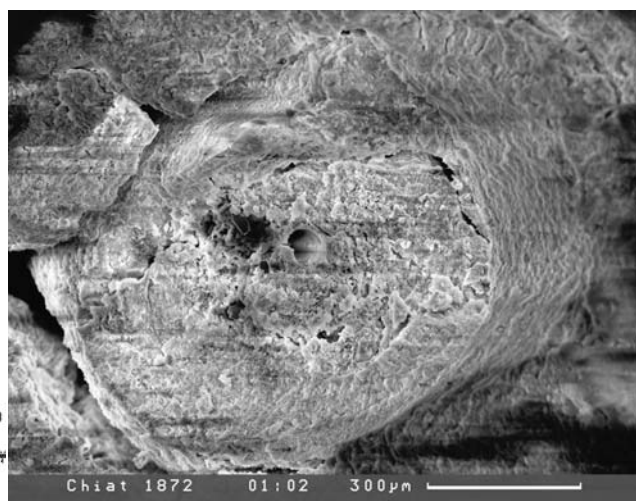
Фиг. 169. Обр. 1872 онколитоподобной руды — общий вид в СЭМ



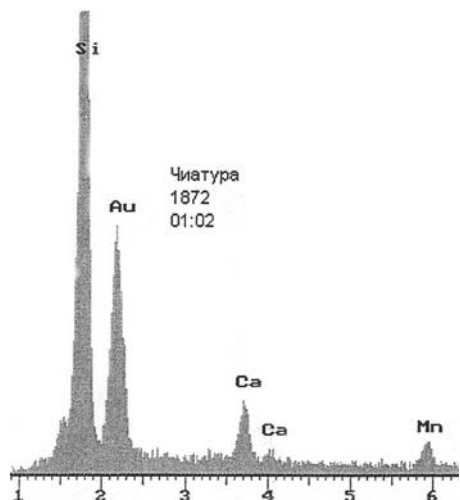
Фиг. 170. Сложение основной массы руды



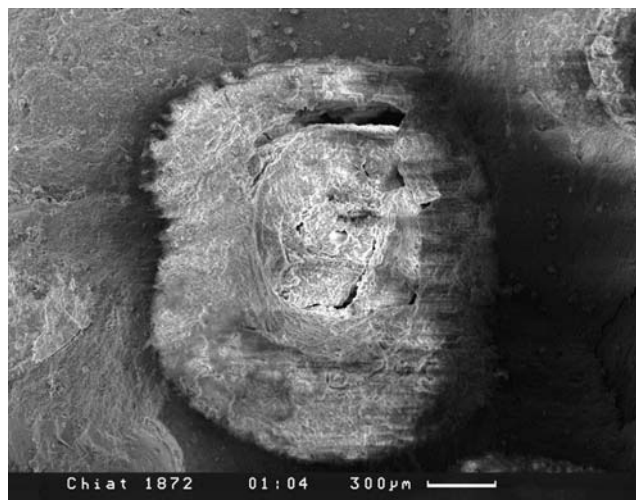
Фиг. 171. ЭДС этой площади, указывающий на относительно небогатую марганцевую руду



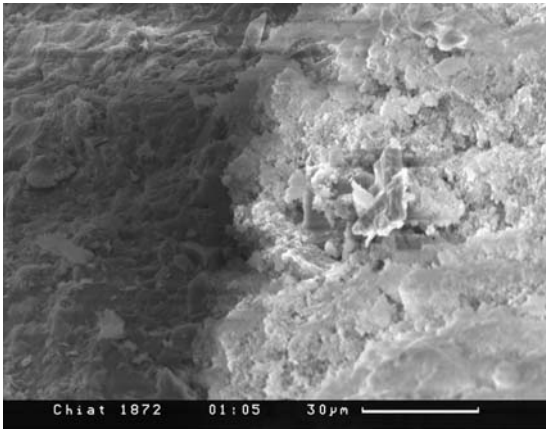
Фиг. 172. Онколитоподобные столбчатые образования с концентрически-зональным сложением



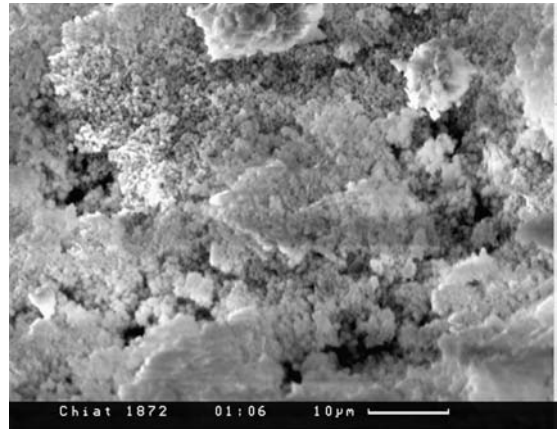
Фиг. 173. ЭДС этого образования с крайне низкими содержаниями марганца, но высокими Si



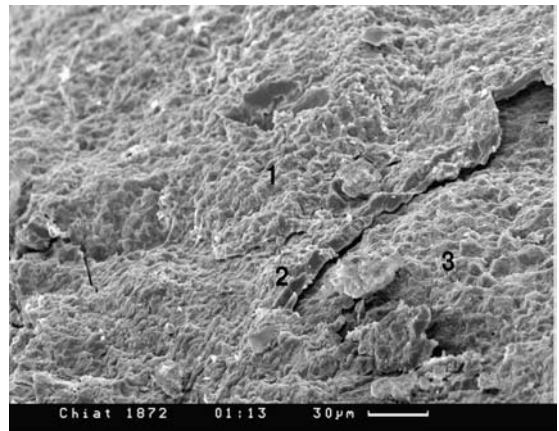
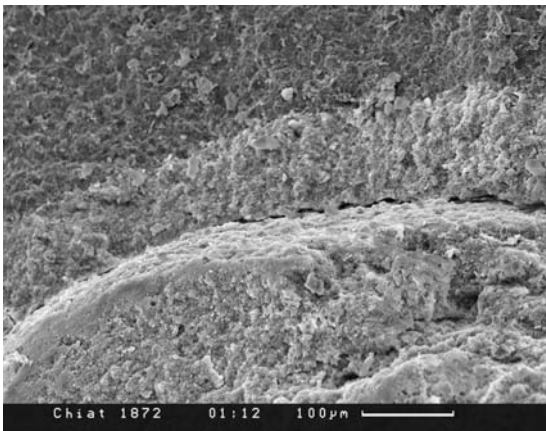
Фиг. 174. Сечение онколитоподобного образования



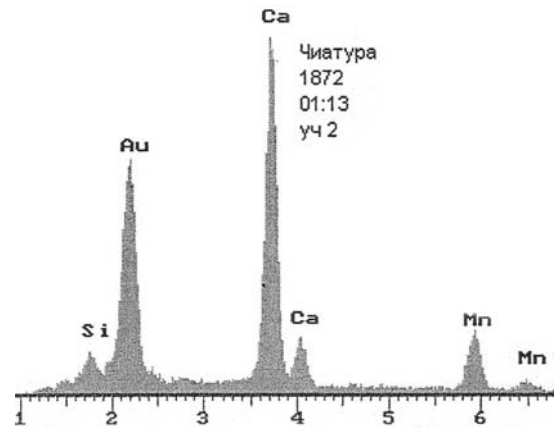
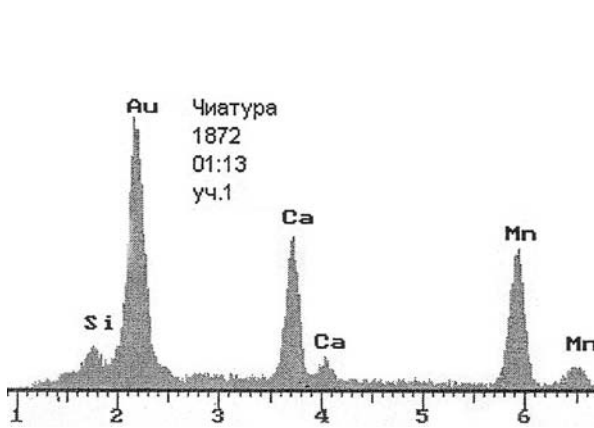
Фиг. 175. Край этого онколитоподобного образования (справа) и вмещающий матрикс без признаков раскристаллизации



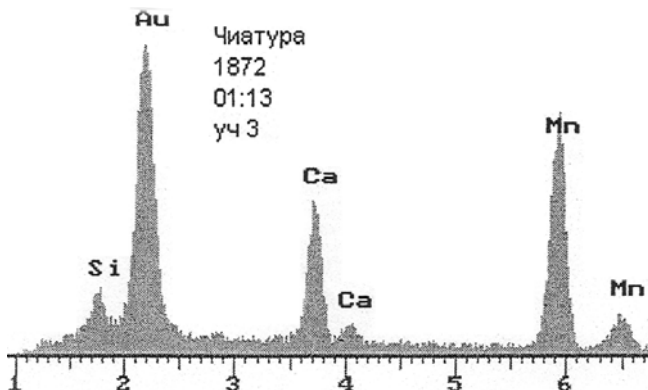
Фиг. 176. Матрикс сложен коккоидными формами без признаков раскристаллизации



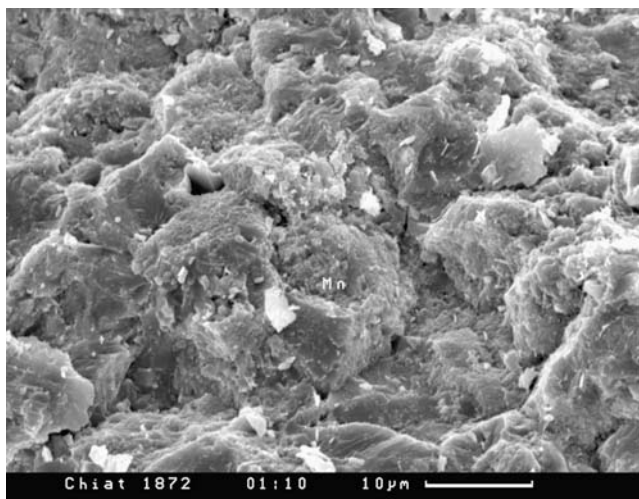
Фиг. 177 и 178. Краевая часть онкоидного образования с признаками раскристаллизации



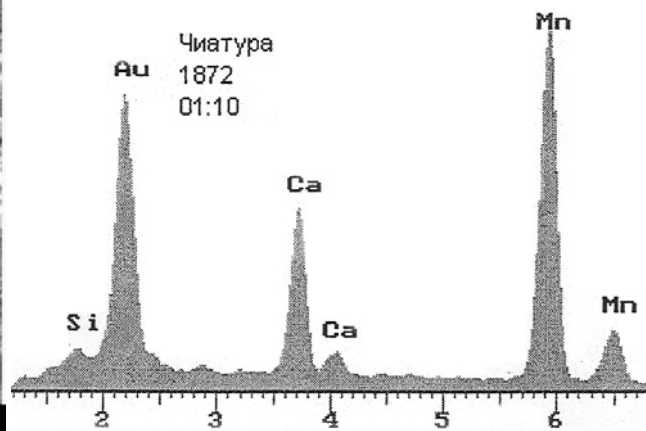
Фиг. 179–181. Профиль анализов ЭДС поперек границы онкоидного образования с вариациями изменения содержаний Ca и Mn — обратная пропорциональность



Фиг. 181.



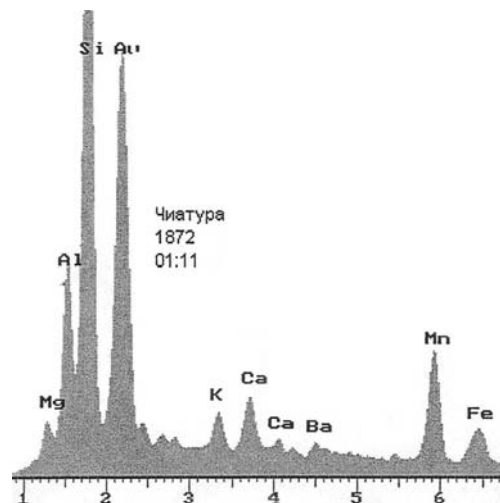
Фиг. 182. Раскристаллизация в матрике руды — преобразования коккоидных форм



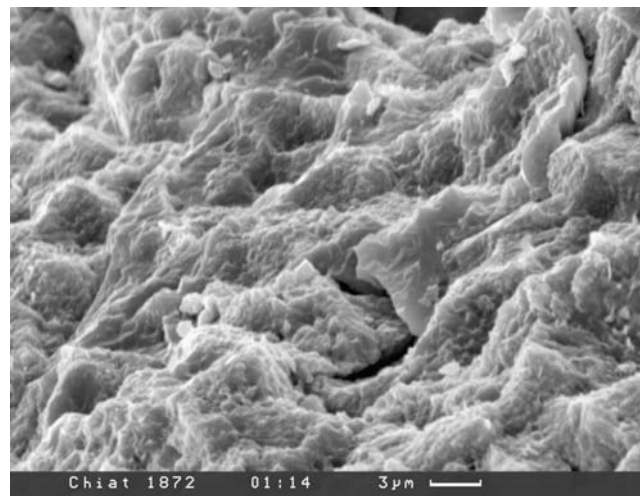
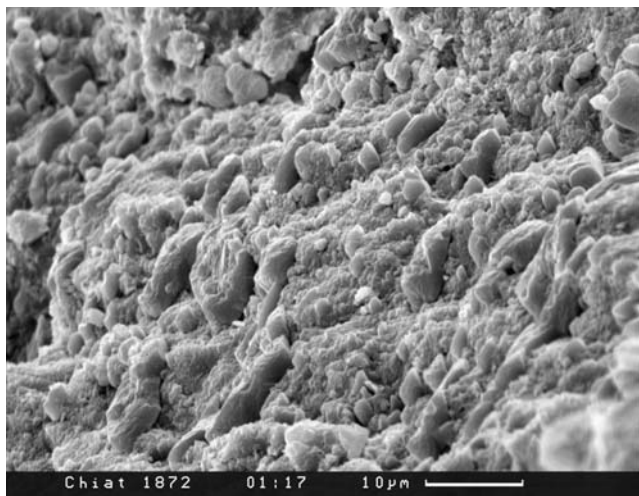
Фиг. 183. ЭДС этой части с высокими содержаниями марганца



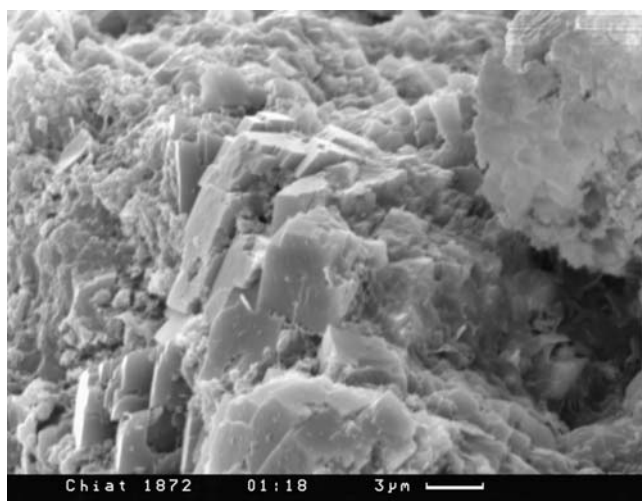
Фиг. 184. Раскристаллизация онколитоподобного образования



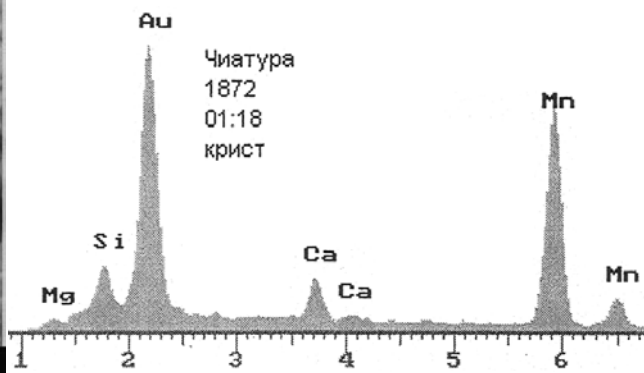
Фиг. 185. ЭДС этой части с крайне высокими содержаниями Si, Al



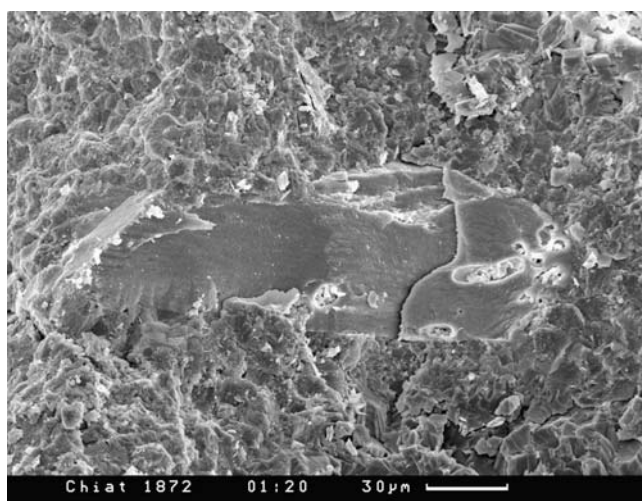
Фиг. 186 и 187. Раскристаллизация участками основной массы



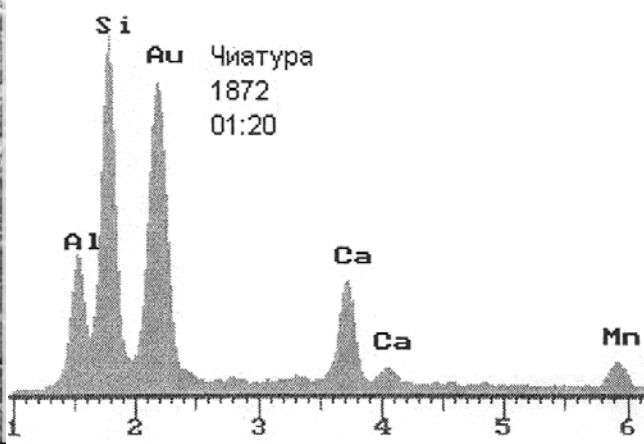
Фиг. 188. Явно кристаллические формы в матриксе



Фиг. 189. ЭДС этих кристаллов с крайне высоким содержанием марганца



Фиг. 190. Обломки в руде



Фиг. 191. ЭДС этого обломка, скорее всего алюмосиликатного состава

## О фосфоритах Чиатурского месторождения

*Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Г.Н. Батурич, Э.А. Еганов, Н.И. Хамхадзе*

Существенное значение для понимания процесса формирования Чиатурского месторождения имеет природа фосфоритов, развитых на месторождении. Фосфориты в этом районе известны с 40-х годов прошлого столетия [127], однако они до настоящего времени не подвергались детальному изучению современными методами. Некоторые данные были получены авторами настоящей монографии на образцах, любезно представленных Н.И. Хамхадзе. По результатам изучения вышла статья [322] в журнале «Литология и полезные ископаемые», при ограниченной возможности публикации там всего полученного материала. Здесь представляем несколько сокращенный вариант текста статьи

В Западной Грузии фосфориты широко распространены в той части олигоценового поля, в котором находятся Чиатурское, Чхари-Аджаметское и Шкмерское марганцевые месторождения (рис. 1, стр. 136). Здесь, выше песчаных мергелей верхнего эоцена, олигоцен начинается существенно глауконитовыми песчаниками, содержащими, по описаниям грузинских специалистов, неравномерно распространенные по разрезу фосфатные желваки [201]. Здесь же, стратиграфически выше, желваки концентрируются в слой, мощность которого максимально достигает 20–25 см, но обычно меньше. Этот горизонт прослежен из района с. Агви до бассейна р. Рони, в район Амбролаури. Он содержит прослойки спонголитов и опок, что указывает на его литологиче-

скую близость к марганцеворудному горизонту Чиатурского месторождения. В дальнейшем подобные фосфатные образования были обнаружены среди спонголитовых и глауконитовых песчаников олигоцена значительно южнее и западнее Чхари-Аджаметского и Чиатурского месторождений. Затем, аналогичная фосфатоносность была установлена непосредственно под марганцеворудной залежью, а потом и в межрудных пропластках рудовмещающих пород. В последних фосфориты образуют кремнисто-фосфатные стяжения, обычно размером до 3,5×8 см. Такие фосфориты образуют и довольно выдержанный прослой, мощностью около 0,2 м в основании рудного горизонта. Линзовидные слои фосфоритов развиты и в средней части рудного горизонта (участки Табагreti и Мгвимеви), на границе пироксидных и окисных руд. В северо-западной части Чиатурского месторождения, на участке Кведа-Ргани, фосфатные обособления вместе с грубым песчано-галечным материалом сцементированы барит-карбонатным веществом в слой своеобразного конгломерата, который залегает на неровной поверхности меловых известняков, выполая в них углубления, и где мощность слоя достигает 20 см. Южнее, на участке Перевеси, этот слой имеет мощность 5–10 см и перекрыт окисной марганцевой рудой. К востоку, с возрастанием мощности подрудных песчаников, фосфатоносность уменьшается, но конкретных данных о составе пород не приводится. В работах А. Махарадзе и других исследователей отмечено присутствие фосфата в сложении отдельных концентров онколитов и пизолитов марганцевых руд, а также небольших, в несколько мм шириной, скоплений.

Анализ известных материалов позволил Г.С. Дзоценидзе [127] указать на стратиграфическую эквивалентность марганцевого оруденения и фосфоритов в олигоцене Грузии, соответственно фосфоритовую минерализацию он считал необходимым генетически связывать с теми же процессами, которые привели к формированию марганцевой. При этом он обуславливал образование и фосфоритов, и марганцевых руд поствулканическими процессами конечной стадии палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетской складчатой области. За прошедшие с тех пор почти 40 лет, по сути никаких принципиально новых данных по рассматриваемой проблеме опубликовано не было, хотя вне региона ситуация изменилась кардинально. Если тогда господствовали представления о чисто химическом осаждении как фосфора, так и марганца, то, как показано уже достаточно давно с помощью широкого использования СЭМ, в подавляющем большинстве случаев фосфаты кальция отлагаются путем раннедиагенетической репликации по биологической матрице [311].

**Материал.** Исследовано 5 образцов фосфоритов разного характера из коллекции Н.И. Хамхадзе, а также установленные при изучении в СЭМ марганцевых руд присутствующие в них обломки фосфоритов. Образцы отобраны на разных участках: обр. 51–54 — на нагорье Ргани, Кведа Ргани, где фосфориты залегают на волнистой поверхности верхнемеловых отложений, обр. 77 — на нагорье Ахали Итваси, в подрудных песчаниках нижнего олигоцена. Фосфориты преимущественно серые мелко- и тонкозернистого сложения, отчасти массивные, иногда со слегка намечающейся слоистостью. Обломки богатых фосфоритов в марганцевой руде были установлены при изучении в СЭМ обр. 39а из коллекции Ж. Домбровской, хранящейся в ИГЕМ РАН и любезно переданной нам Б.А. Богатыревым. Образец отобран с нагорья Кведа Ргани.

Прозрачные шлифы фосфоритов изучены в оптическом микроскопе, фотографии таких шлифов были сделаны с помощью цифровой фотокамеры ISON в ПИН РАН и публикуются выше. Рентгенно-флюоресцентный анализ образцов выполнен в ИО РАН.

Общее представление о строении фосфоритов в оптическом микроскопе дают фотографии шлифов. Здесь отметим лишь, что наиболее богатые фосфориты (обр. 77) представляют существенно фосфатную породу, включающую небольшое количество терригенных алевритовых зерен кварца, отчасти полевых шпатов. Более бедные фосфориты, напротив, содержат много таких же терригенных зерен, а пространство между ними сложено существенно фосфатом кальция. Результаты анализа изученных образцов представлены в таблице 1.

Сравнительно высокое качество фосфоритов и явно полевошпат-кварцевая примесь определяют их характерный состав, в принципе соответствующий наблюдениям в микроскопе, в том числе и электронном.

**Результаты изучения в СЭМ фосфоритов.** Наиболее богатый обр. 77 (более 28%  $P_2O_5$ ) в общем виде представлен на фиг. 1. В нем только редкими участками видны отдельные обломоч-

Таблица 1.

№обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	M O	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>
51	23,73	0,08	2,90	1,30	0,12	0,49	36,3	0,74	24,62	7,20	0,40	0,27
52	29,62	0,12	3,28	1,33	0,14	0,30	32,1	0,88	23,8	5,91		
53	23,09	0,13	3,72	2,50	0,20	0,43	35,5	0,86	24,0	7,10	1,28	0,20
54	40,24	0,11	3,85	1,14	0,096	0,053	26,5	1,16	19,7	4,66	1,18	0,11
77	11,08	0,08	2,41	2,48	0,22	0,46	42,8	0,41	28,2	8,45	1,57	0,32

ные зерна кварца, полевых шпатов, но резко преобладает фосфатная масса. ЭДС этой части представлен на фиг. 2, из которой ясно, что действительно резко преобладает фосфат кальция, но все же присутствует в заметных количествах кремнезем и алюминий. На серии фотографий (фиг. 3–8) видно строение разных участков этого фосфорита, при явно исходно биогенном характере фосфатной массы, которая включает как прокариотные, так и эвкариотные формы. На фиг. 9–12 и 14–17 представлены остатки, видимо, радиолярий, спикул кремневых губок, диатомовых водорослей. ЭДС одной спикулы показал (фиг. 13), что она сложена кремнеземом с заметным участием железа, но практически не фосфатизирована. Соответственно в валовом анализе образца часть кремнезема может быть таковой. На фиг. 18 более детально представлен участок основной массы, а на фиг. 19 — его ЭДС, из чего следует, что она существенно фосфатная, скорее всего состоит из фосфатизированных микробиальных форм, а также и фрагментов эвкариотных форм, при определенном присутствии кремнезема и алюминия (сравните с таблицей 1).

Более бедный по содержанию фосфора обр. 51 включает больше примеси терригенных зерен, от угловатых до полуокатанных, не совсем равномерно распределенных (фиг. 20, 22, 23). ЭДС этого участка представлен на фиг. 21, где видны значительные содержания кремнезема и отчасти алюминия. Собственно фосфатная компонента заполняет пространство между терригенными зернами, и она также существенно представлена фосфатизированными органическими остатками (фиг. 24–28). ЭДС фиг. 29 показывает значительно большие содержания фосфата кальция и заметно меньшие кремнезема и алюминия, чем в фосфорите целом. Довольно много в этой фосфатной массе и эвкариотных остатков, вероятно спикул губок (фиг. 30–33). ЭДС (фиг. 34) одной спикулы — на фиг. 33, показывает весьма высокие содержания фосфата и железа, но мало кремнезема. На фиг. 35 спикула губки, судя по анализу (фиг. 36), почти полностью фосфатизирована.

Еще один обр. 53: в принципе аналогичен предыдущему между неравномерно распределенными терригенными алевритовыми зернами (фиг. 37 и 38) фосфат также заполняет пространство. И в нем также много эвкариотных (фиг. 39–44) и, вероятно, микробиальных остатков. ЭДС (фиг. 45) одной из крупных форм (на фиг. 44) показывает высокую степень фосфатизации при еще относительно высоких содержаниях кремнезема, отчасти и железа. Характерно присутствие пустых чехлов, вероятно, цианобактерий (фиг. 46).

Другой обр. 52 также однотипен, показывая фосфатное заполнение между терригенными зернами (фиг. 47–49). Здесь есть и эвкариотные остатки, но их относительно меньше, а основная фосфатная масса скорее микробиальная (фиг. 50 и 51).

Обр. 54, хотя и самый бедный по содержанию фосфата, но строение его аналогичное — между терригенными зернами видны скопления фосфатной массы (фиг. 52). ЭДС (фиг. 53) указывает на резкое преобладание кремнезема над фосфатом. Фосфатное замещение включает как эвкариотные, так и прокариотные остатки.

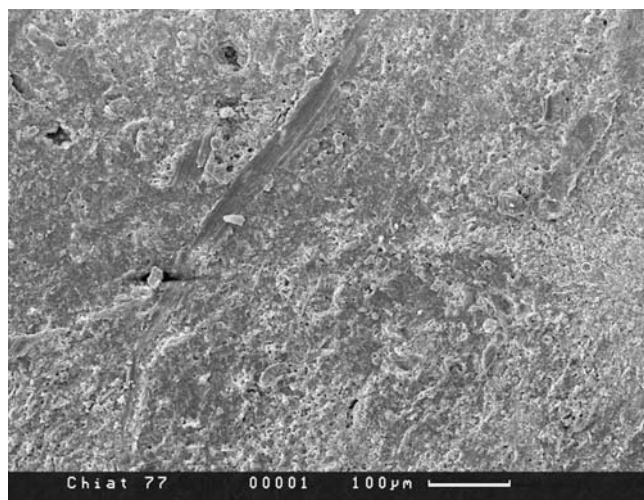
В обр. 39а богатой марганцевой руды из коллекции Ж. Домбровской, результаты изучения, которого в СЭМ описаны ниже, были встречены отдельные отчетливо вытянутые и резко угловатые обломки богатого фосфорита (см. фиг. 31, стр. 147). Детальное рассмотрение его (фиг. 32, стр. 147) позволяет установить, что он состоит из сплетения чехлов цианобактерий, таких же визуально, какие обычны в строении фосфоритов Хубсугульского бассейна, Туниса, Флориды и других регионов.

**Заключение по результатам изучения фосфоритов в СЭМ.** Полученные данные указывают на инситный характер фосфатной части фосфоритов Чиатури, которые представлены количественно меняющейся массой терригенных, существенно алевритовых кварцевых, отчасти полевошпатовых зерен, в соотношении с преимущественно заполняющими пространство фосфати-

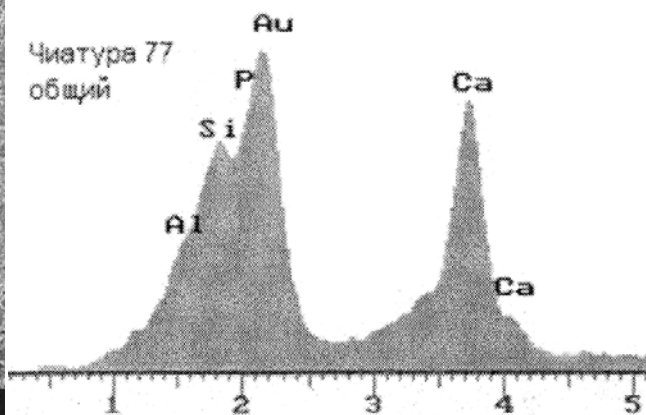


зированными органическими остатками разного характера. В составе биогенного материала имеются планктонные и бентосные эвкариотные остатки, а также разная микробиота. Последняя, вероятно, развивалась по эвкариотным остаткам, о чем, возможно, говорит некоторое разрушение части раковин. По сути, изначально это совокупность биогенных и терригенных илов в варьирующих соотношениях относительно глубоководной области, поскольку нет признаков перемива.

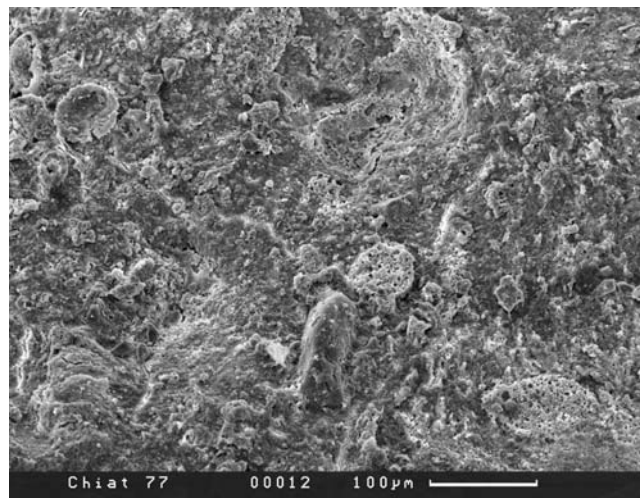
Собственно качество фосфоритов и определяется соотношением терригенного и биогенного материалов в их сложении. Весьма слабая окатанность терригенных зерен скорее не говорит в пользу их длительной переработки и перемещения; возможно, это вообще почти местный материал. Хотя в составе фосфоритов много терригенного материала, все же их строение не очень соответствует характеру строения фосфатных желваков, например, Восточно-Европейской платформы, поскольку для последних более характерно относительно частое присутствие крупных, часто цельных органических остатков, хорошая окатанность терригенного материала, крайне ограниченные размеры самих желваков. Здесь же создается впечатление слоевых образований, к тому же явно более богатых фосфатом. Отсутствие признаков перемива весьма характерно и означает, что собственно зернистых фосфоритов в районе может и не быть. Если фосфатогенез столь развит буквально рядом с доминирующим марганцевоаккумуляцией, то это явно указывает на резкие и быстрые изменения составов иловых вод, что, конечно, требует определенных гидродинамических изменений в колонне осадков. При этом, возможно, несколько уменьшалась биогенная седиментация и изменялся характер терригенной, вероятно, в связи с некоторым углублением дна моря, в частности, илы стали явно более глинистыми.



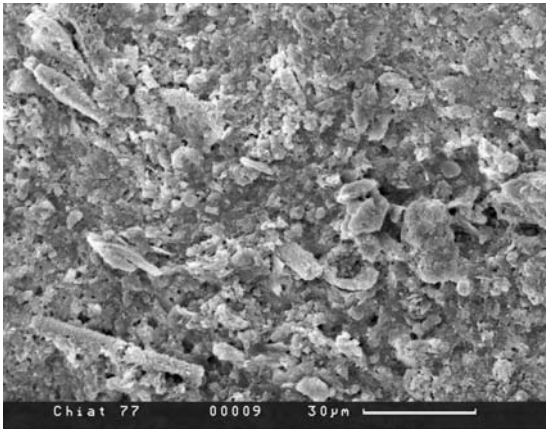
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ образца 77



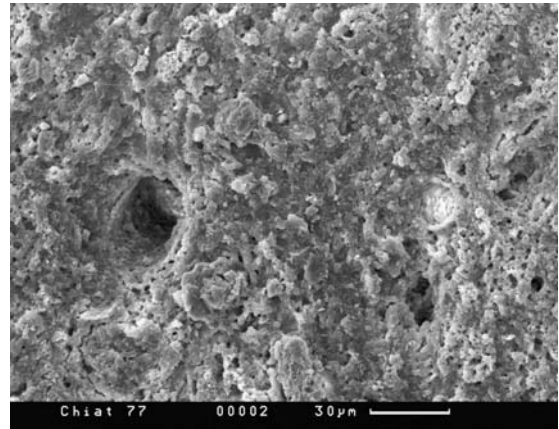
Фиг. 2. ЭДС этой части. Доминирует фосфат кальция, но много кремнезема и алюминия



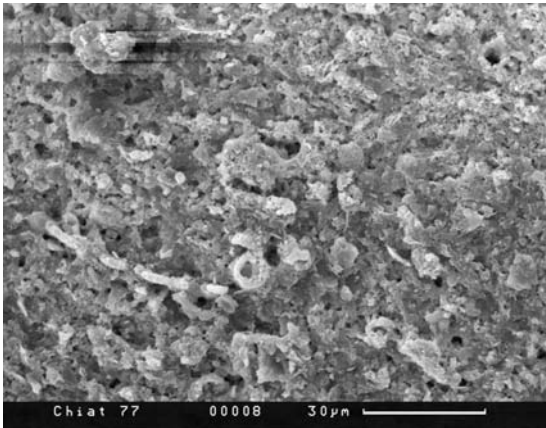
Фиг. 3–8. Вид общей фосфатной массы фосфорита при разных увеличениях. Отчетливо видно, что она сложена хаотической массой различных фосфатизированных органических остатков



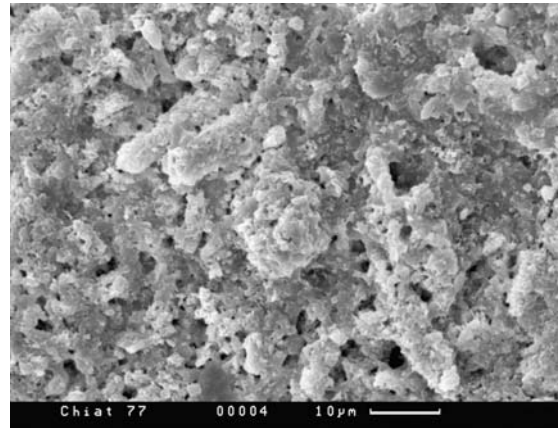
Фиг. 5.



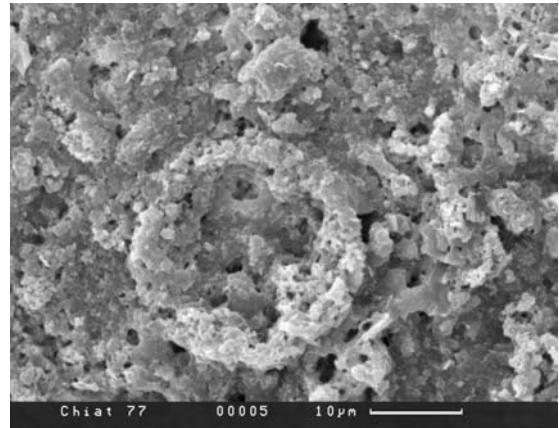
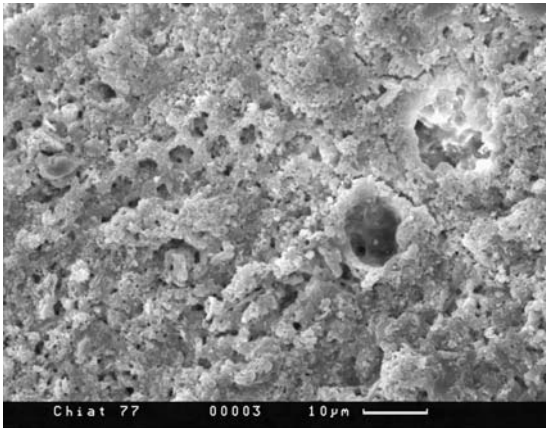
Фиг. 6.



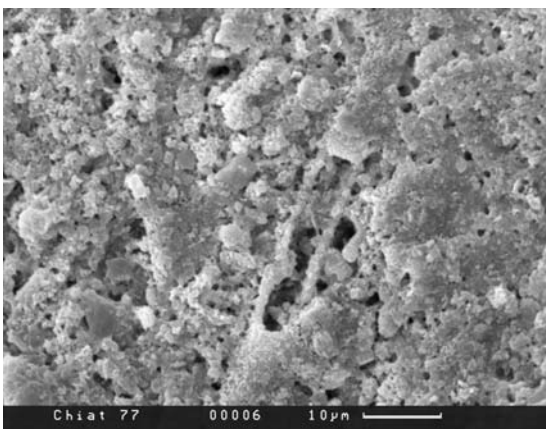
Фиг. 7.



Фиг. 8.



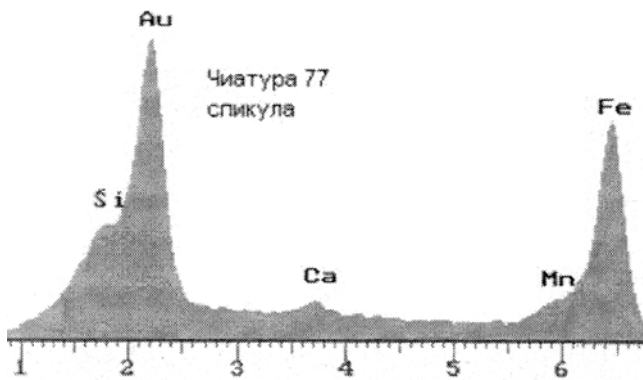
Фиг. 9–12. При больших увеличениях в этой же существенно фосфатной массе видны фрагменты радиолярий, спикул губок, вероятно, диатомовых водорослей



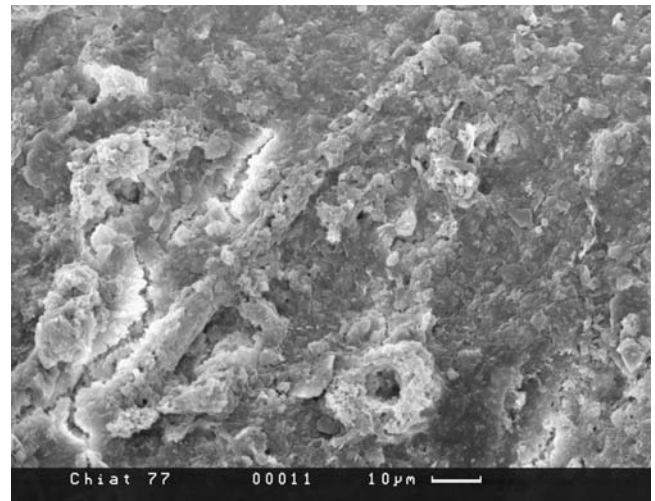
Фиг. 11.



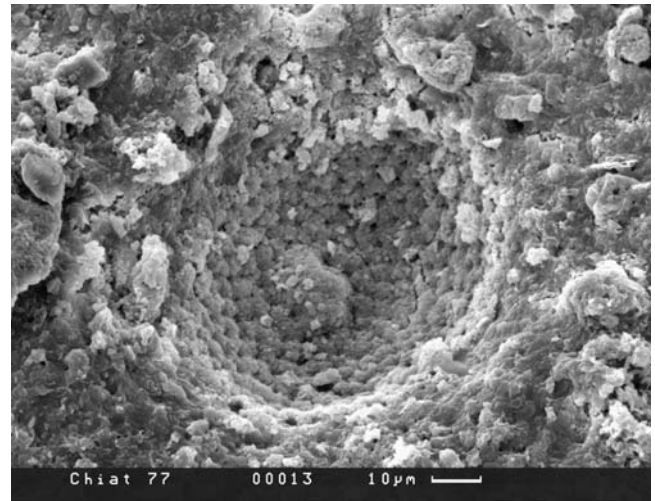
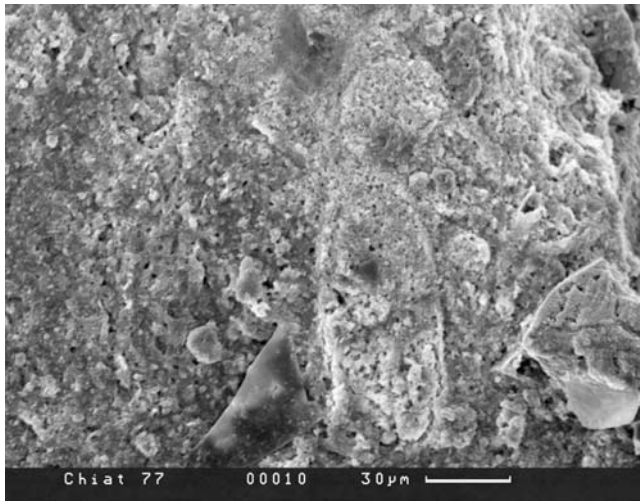
Фиг. 12.



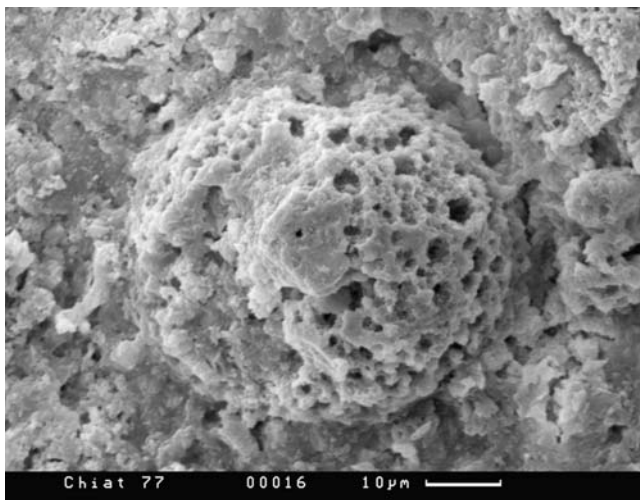
Фиг. 13. ЭДС спикулы на фиг. 12. Преимущественно кремнистая и сильно ожелезнена, при низком содержании кальция, что означает слабую фосфатизацию



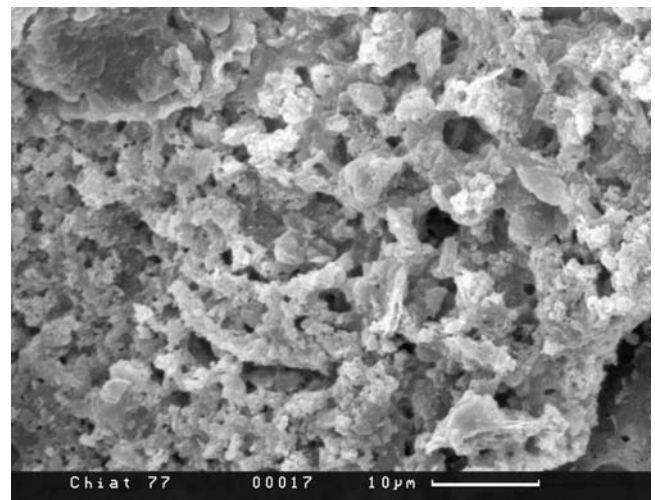
Фиг. 14.



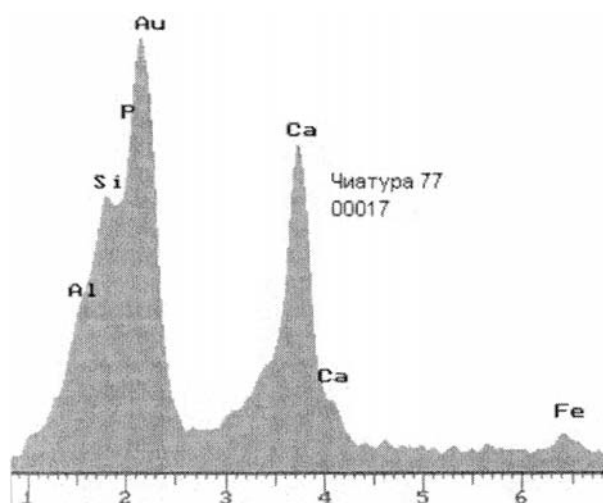
Фиг. 14–17. При больших увеличениях в этой же существенно фосфатной массе видны фрагменты радиоларий, спикул губок и, вероятно, диатомовых водорослей



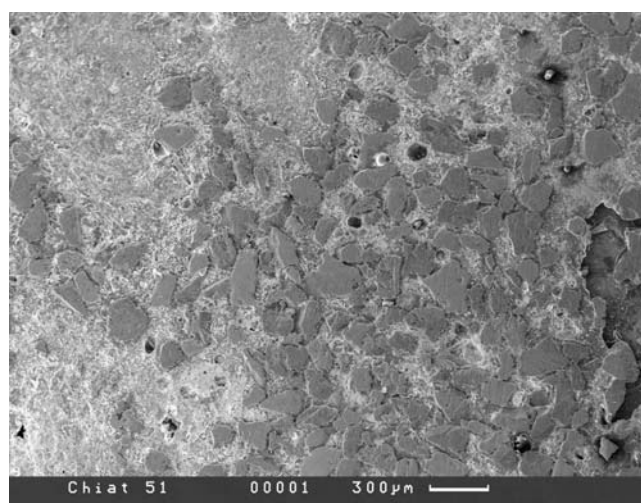
Фиг. 17.



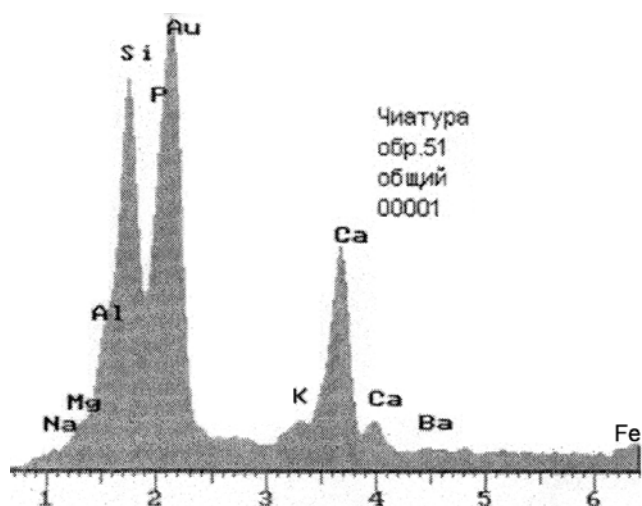
Фиг. 18. Основная масса между явными эвкарриотными остатками. Она либо включает фрагменты эвкарриотных организмов, либо микробиоту



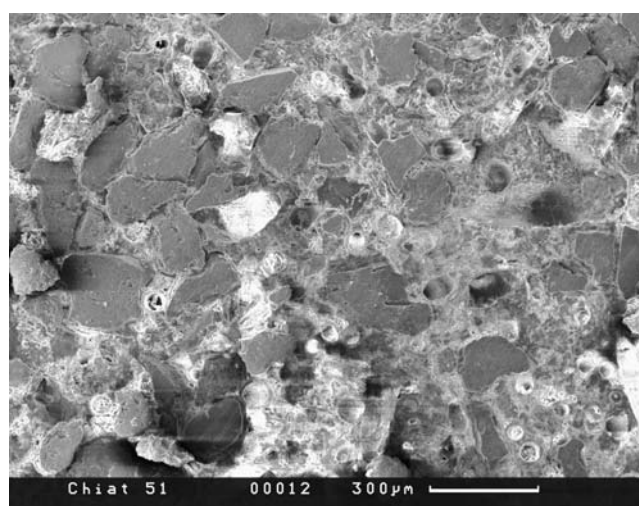
Фиг. 19. ЭДС этой массы. Она интенсивно фосфатизирована, но содержит довольно много кремнезема и алюминия, но мало железа



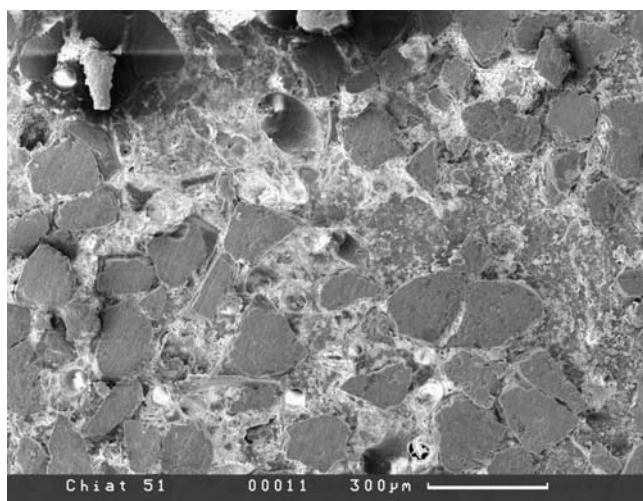
Фиг. 20. Общий вид обр. 51. Характерно присутствие большого количества обломочных зерен кварца полевых шпатов



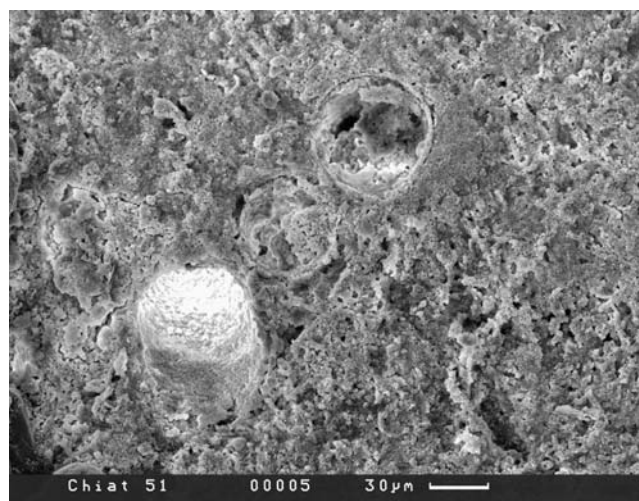
Фиг. 21. ЭДС этой части. Количество кремнезема и алюминия меньше содержания фосфора и кальция. Остальные компоненты в небольших количествах



Фиг. 22 и 23. Этот же участок, но более детально

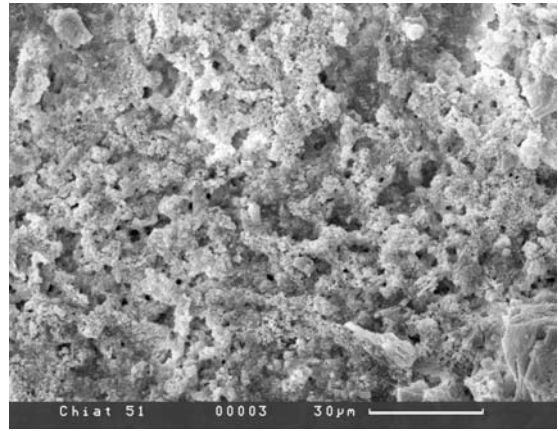
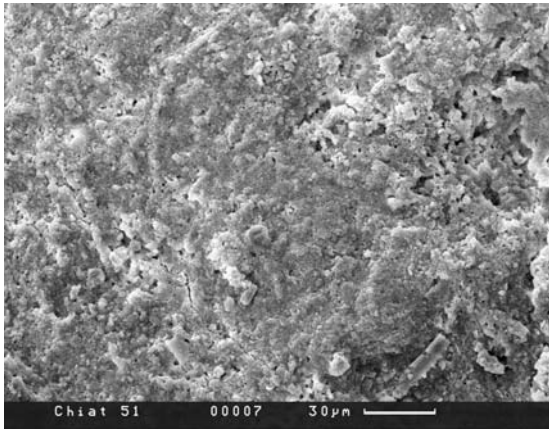


Фиг. 23.

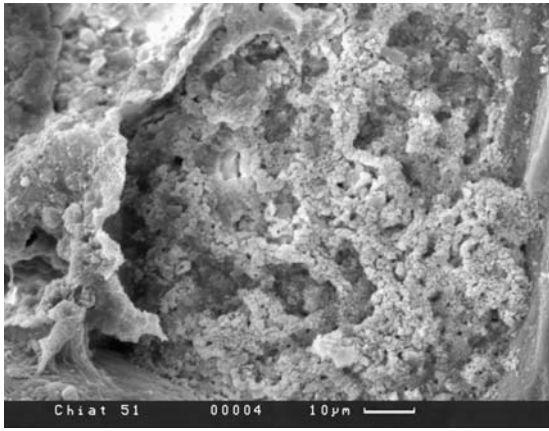


Фиг. 24. Фосфатизированные диатомовые водоросли и спикулы в матрице

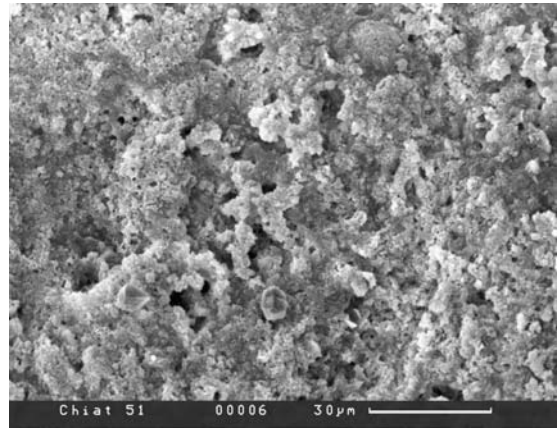




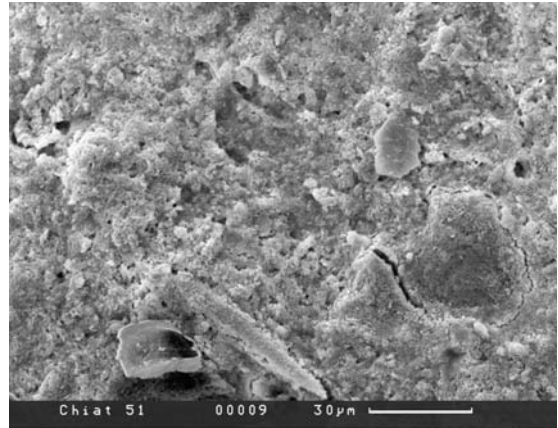
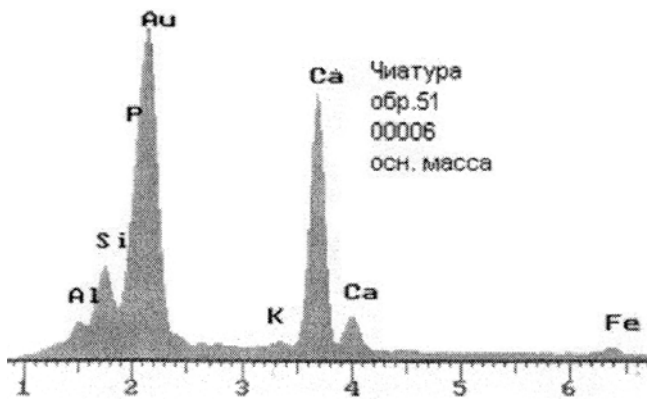
Фиг. 25–28. Основная масса фосфорита между терригенными зернами. Видны фрагменты эвкариотных организмов, возможно, и микробные остатки



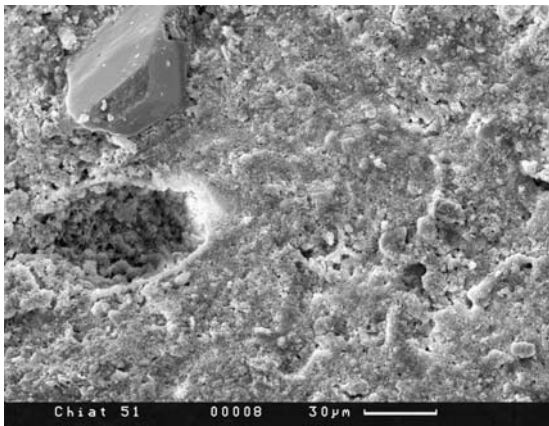
Фиг. 27.



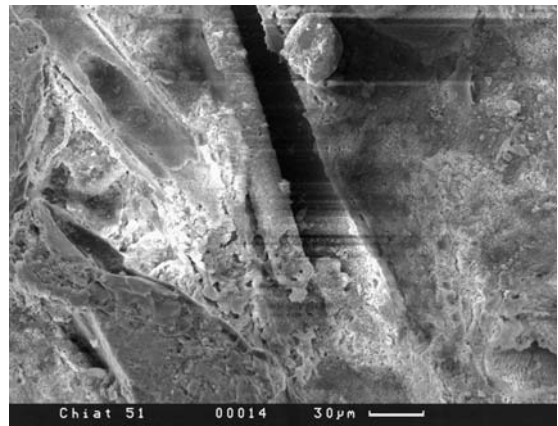
Фиг. 28.



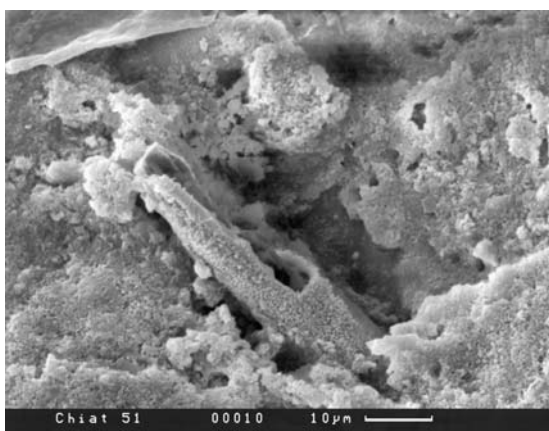
Фиг. 29. ЭДС последнего участка фиг. 28 указывает на интенсивную фосфатизацию Фиг. 30–33, 35. Характерные эвкариотные остатки в фосфатной массе



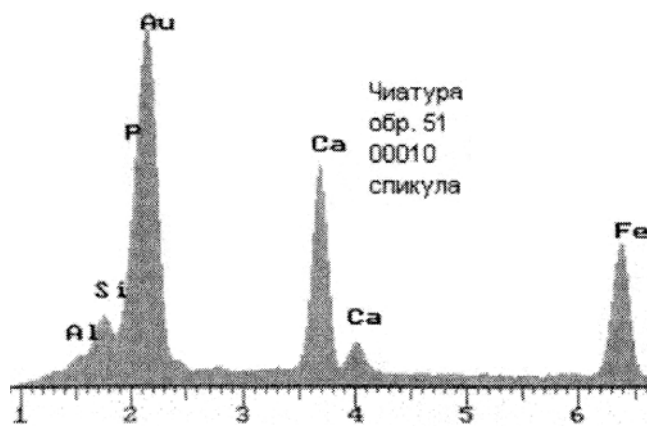
Фиг. 31.



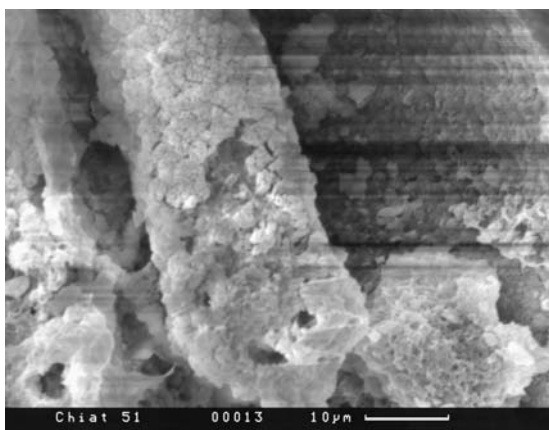
Фиг. 32.



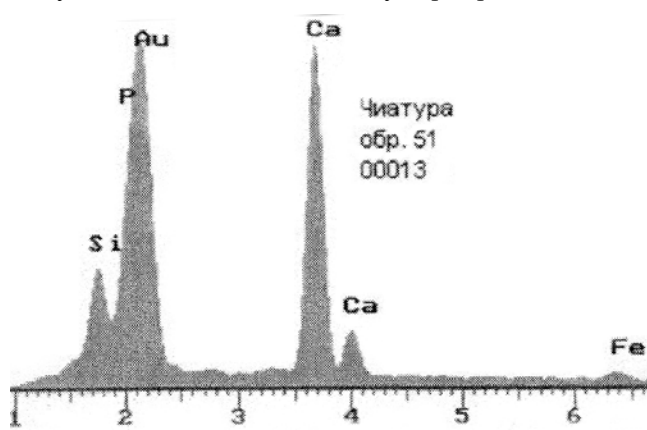
Фиг. 33.



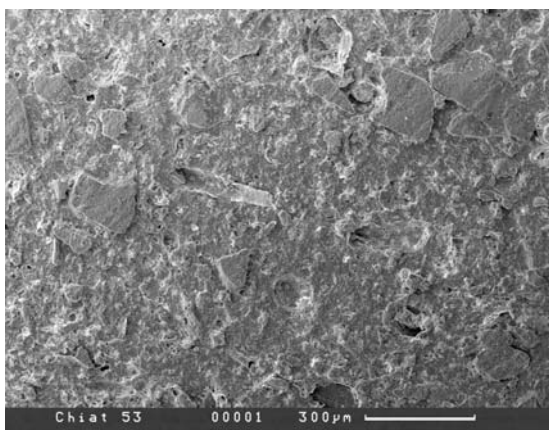
Фиг. 34 и 36. ЭДС некоторых из этих остатков указывает на их интенсивную фосфатизацию



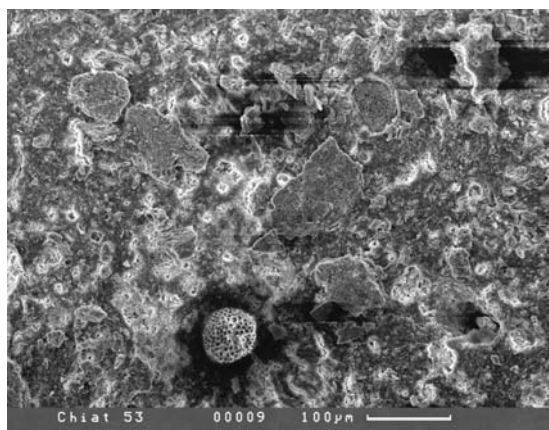
Фиг. 35.



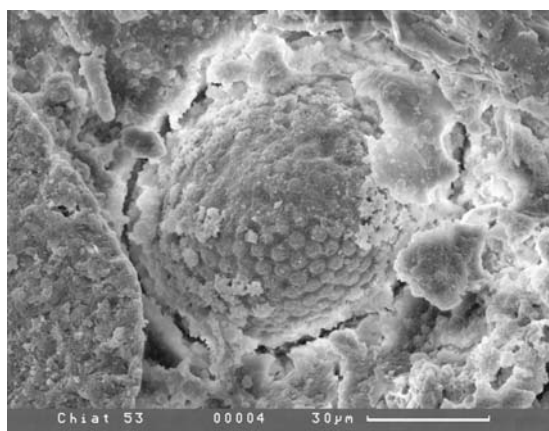
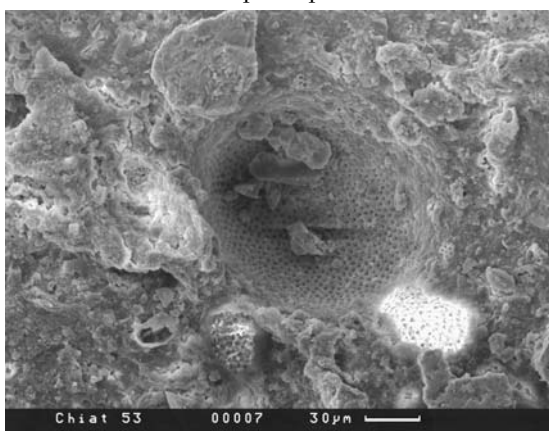
Фиг. 36.



Фиг. 37. Общий вид в СЭМ обр. 53 аналогичного характера

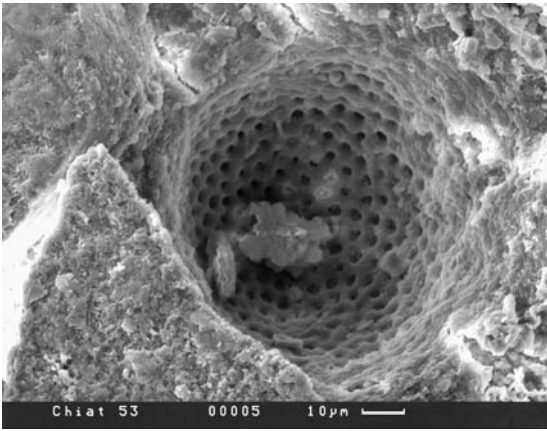


Фиг. 38. То же, при большем увеличении

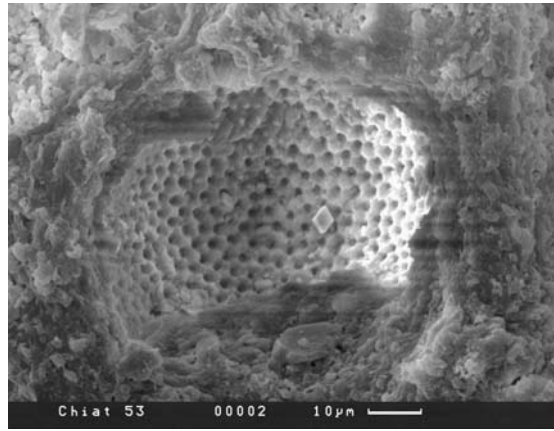


Фиг. 39–44. Разные остатки диатомовых водорослей

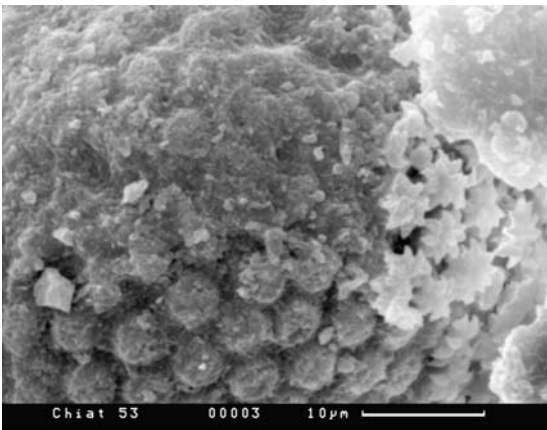




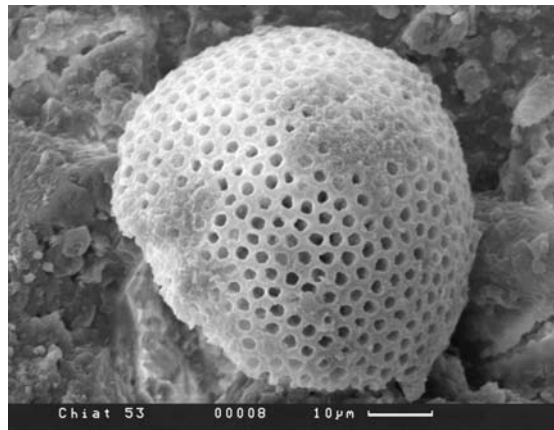
Фиг. 41.



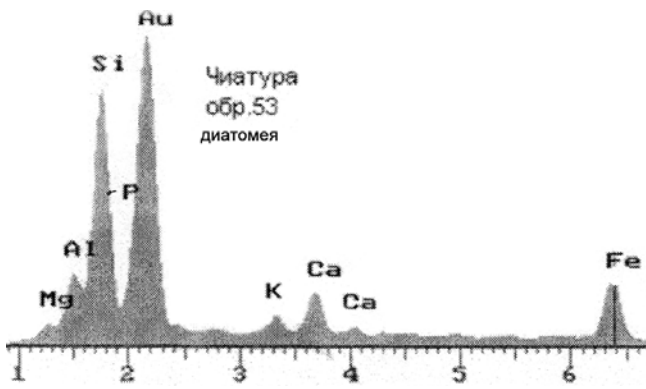
Фиг. 42.



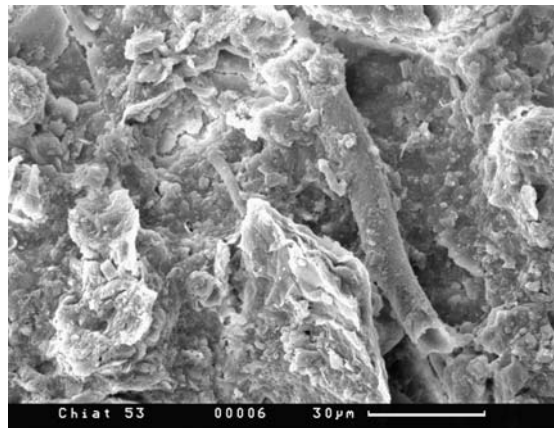
Фиг. 43.



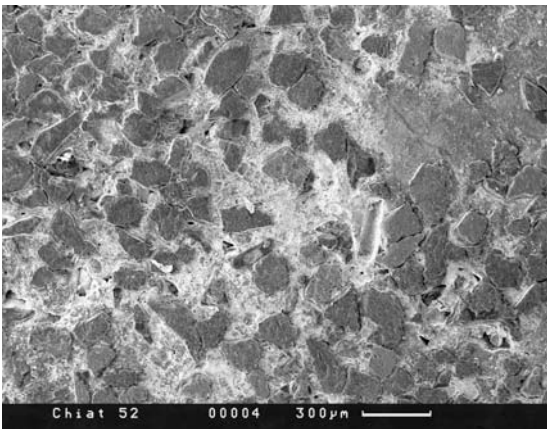
Фиг. 44.



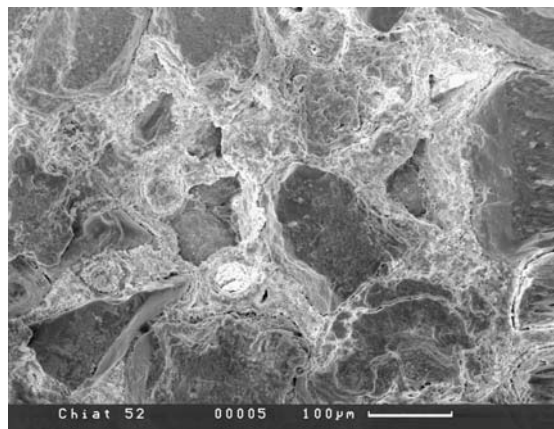
Фиг. 45. ЭДС диатомовой водоросли на фиг. 44, с относительно слабой фосфатизацией



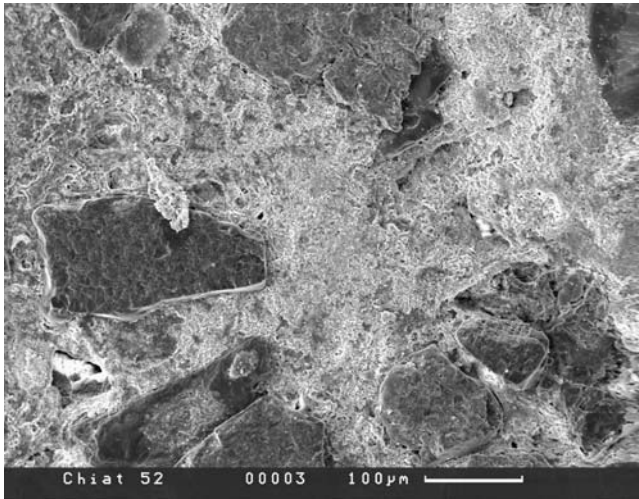
Фиг. 46. Грубчатый чехол цианобактерии в правой части снимка



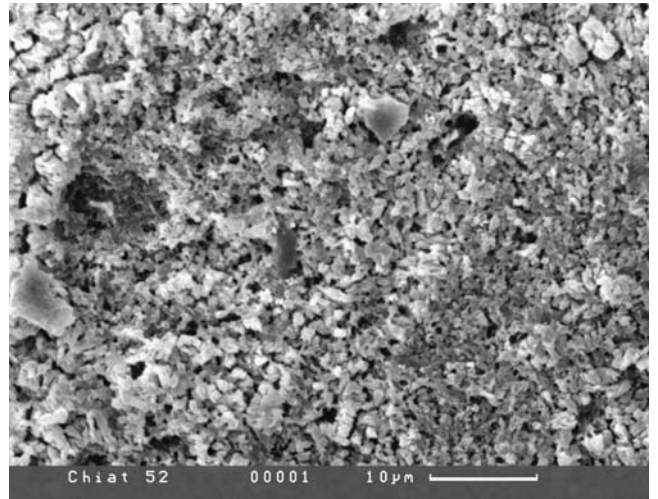
47. Общий вид обр. 52. Хорошо видны терригенные зерна



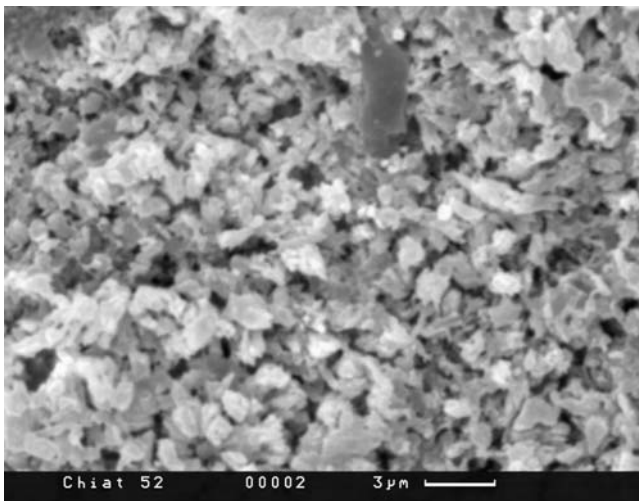
Фиг. 48. То же, более детально. Хорошо видно, что терригенные зерна плохо окатаны



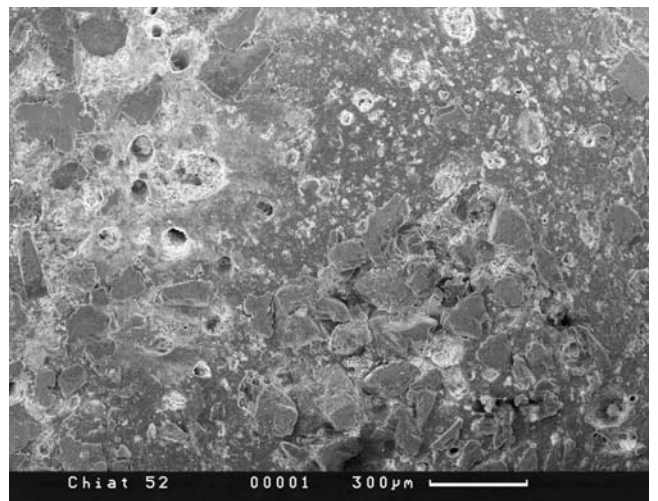
Фиг. 49. Хорошо видно соотношение терригенных зерен с основной фосфатизированной массой



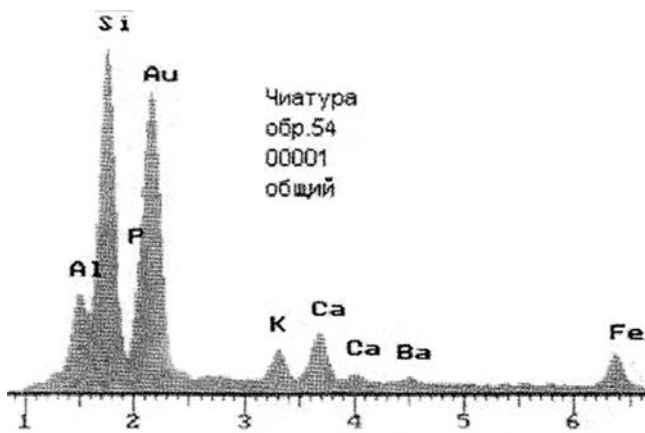
Фиг. 50 и 51. Основная масса, в которой присутствуют микробные формы



Фиг. 51.



Фиг. 52. Общий вид в СЭМ обр. 54



Чиатура  
обр.54  
00001  
общий

Фиг. 53. ЭДС этой части. Высокие содержания кремнезема и алюминия обусловлены присутствием терригенной примеси

## 4.2. Никопольское марганцевое месторождение, Украина

*В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Один из крупнейших марганцево-рудных бассейнов в мире — Никопольский, находится в южной части Украины, вблизи г. Никополь, в бассейне р. Днепр. Этот бассейн в геологическом отношении является одним из наиболее изученных и наиболее полно освещен в научной литературе [42, 118, 117, 119, 222, 62, 63, 267, 268]. Поэтому здесь приводятся лишь основные сведения о геологическом строении, вещественном составе марганцевых руд и существующих представлениях об их формировании.

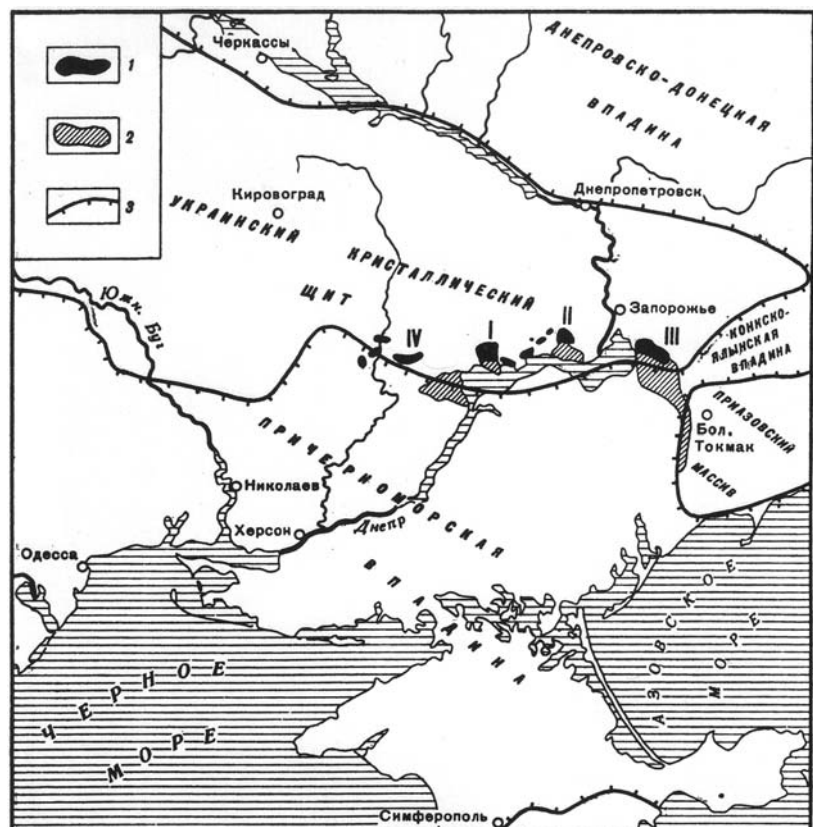
**Краткий геологический очерк.** В тектоническом плане бассейн расположен в северо-восточной части Причерноморской впадины, на стыке ее с Украинским кристаллическим щитом на севере и Приазовском кристаллическом массиве на востоке. Марганцевые руды бассейна приурочены к олигоценым прибрежно-морским отложениям, входящим в разрез Причерноморской впадины (рис. 1). Разрозненные в настоящее время рудоносные площади являются частями ранее единого олигоценового морского бассейна и в структурном, стратиграфическом и генетическом отношении однотипны.

В геологическом строении Никопольского марганцево-рудного бассейна принимают участие породы двух структурных этажей: кристаллического фундамента, представленного докембрийскими образованиями, и осадочного чехла, сложенного породами мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов. На меловой коре выветривания кристаллического фундамента южного борта Украинского кристаллического щита с незначительным наклоном слоев к югу, в сторону Причерноморской впадины, согласно погружению щита, залегают с четко выраженным размывом нижнеолигоценые рудоносные отложения харьковской свиты: иногда непосредственно на кристаллических породах и продуктах их выветривания, но чаще на кварц-глауконитовых песках, а затем и на более древних осадочных отложениях — бучакской и киевской свитах. В этом направлении увеличивается мощность и полнота разреза, а также происходит смена континентальных фаций мелководными прибрежными, а затем более глубоководными морскими.

Олигоценые отложения на площади бассейна имеют сплошное распространение и залегают трансгрессивно, являются рудовмещающими и сложены тремя резко отличными пачками пород (снизу в верх): 1) подрудными песками, 2) рудным горизонтом и 3) надрудными глинами.

В подрудных отложениях развиты светлые, серовато-желтоватые, белесоватые кварцевые (из кварцитов и собственно кварца) пески, зеленовато-серые, серые, с

**Рис. 1. Тектоническое положение рудных залежей Никопольского марганцеворудного бассейна [252а].** 1 — окисные руды; 2 — карбонатные руды; 3 — границы структурных регионов: I — Западная рудоносная площадь; II — Восточная рудоносная площадь; III — Больше-Токмакское месторождение; IV — Ингулецкая рудоносная площадь.



подчиненными палевыми глинами из гидратизированного глауконита, монтмориллонита, гидрослюда, цеолитов, кварца. В серии маломощных прослоев глауконитовых песков присутствуют многочисленные раковины *Glycymeris* и *Cyprina*, указывающие на обстановки пляжа. Редко встречаются опоковидные глины. Все они соответствуют нижнехарьковскому подъярису нижнего олигоцена, развиты не повсеместно, приурочены, главным образом, к углублениям кристаллического фундамента, залегая с размывом на песчано-глинистых осадках эоцена, на корях выветривания или непосредственно на кристаллических породах. Мощность подрудной толщи изменяется от нескольких сантиметров до 25–30 м, возрастая к югу по мере погружения кристаллического основания, особенно, в эрозионных углублениях.

Мощность рудного горизонта достигает 4,5 м, уменьшаясь участками до нескольких сантиметров, ширина около 25 км. Он прослеживается с запада на восток с перерывами на расстоянии до 250 км. Мощность зависит от рельефа поверхности фундамента: в тех местах, где рудная залежь выполняет впадины на ее поверхности, мощность возрастает, а на выступах рудный горизонт либо не сохранился, либо не отлагался. В целом же, рудные залежи приурочены к локальным меридиональным депрессиям в докембрийском основании, которые иногда рассматриваются, как врезанные в сушу трансгрессирующим морем лиманы. В самой северной части рудоносные отложения выклиниваются, замещаясь к северу глинистыми, местами углистыми песками. Таким образом, строение разреза указывает на наступление олигоценового моря в северном направлении, т.е. рудообразование происходило на фоне трансгрессии.

Рудный горизонт представляет собой пачку песчано-глинистых пород, содержащих конкреционные стяжения и примесь рыхлой марганцевой руды. Размер конкреций варьирует от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Часто срастаясь, конкреции образуют линзовидные тела протяженностью до нескольких сот метров (так называемые сплошные или плитняковые руды).

Марганцевые руды слагаются либо оксидами (оксидный тип), либо карбонатами (карбонатный тип), либо совместно оксидами и карбонатами (оксидно-карбонатный тип).

Состав рудной толщи не постоянен, по мере увеличения глубины бассейна седиментации он изменяется от окисных руд на севере до карбонатных на юге, а также сверху вниз по разрезу рудного горизонта.

Карбонатные руды накапливались на максимальном расстоянии от береговой линии, тяготеют к наиболее погруженной части бассейна. В системе минеральной зональности бассейна их принято подразделять на две группы по структурным особенностям: каменистые — конкреционно-желваковые, крупнокомковатые и землистые, заключенные в песчано-алевритоглинистой массе. Первые представляют отдельно располагающиеся желваки, конкреции, линзы и небольшие пласты. Размеры желваков колеблются от 1 до 25 см в поперечнике. Они заключены в глинисто-алевритовом материале или в рыхлых рудах. Форма их неправильная, обычно сплюснутая по вертикали и вытянутая в горизонтальном направлении. Поверхность желваков неровная, с округлыми углублениями и выступами. Пластово-линзовидные тела в разрезе рудного горизонта не занимают определенного места, чаще образуют прослои мощностью 0,1–0,25 см и очень редко до 0,6–1,5 м среди желваковых руд. В разрезе рудного горизонта могут быть один или два таких прослоя, разделенных рыхлой массой. По площади они распространены неравномерно в виде линз протяженностью 1,0–20, реже 150–300 м.

Среди каменистых карбонатных руд бассейна можно достаточно условно выделить два подтипа. В первом подтипе рудные фрагменты сложены светло-серым карбонатом и имеют массивные, мелкопористые или мелкоячеистые текстуры. Руды этого подтипа распространены в области развития окисно-карбонатных руд на Западной и Восточной рудоносных площадях и относятся к бедным. Второй подтип более богатых карбонатных руд характеризуется примесью мanganита и широко распространен в области развития карбонатных руд на Восточной площади и Больше — Токмакском месторождении. Такие руды включают, как правило, концентрически-зональные текстурные элементы, различающиеся размерами: оолиты, пизолиты и конкреции. Обычно руды включают редкие пизолиты, которые разделены цементирующим карбонатом и не соприкасаются друг с другом. Концентрически-зональные структуры отличаются от вмещающего карбоната составом и физическими свойствами: чаще всего они сложены порошковатым зем-

листым материалом коричневой окраски, представляющем смесь манганита и гидросиликатов железа и марганца. Оолитовые и пизолитовые формы, вероятно, образовались ранее вмещающей их карбонатной массы. Изначально карбонатное вещество было плотным, скрытокристаллическим и темно-окрашенным. Впоследствии произошло изменение карбонатных руд, выразившееся визуально в их разрыхлении и осветлении.

В оптическом микроскопе наблюдаются следы выщелачивания в основной массе и включениях с образованием различных пустот (пор, каверн, трещин) и раскристаллизацией карбонатного материала по стенкам пустот. Последняя происходила через стадию растворения, о чем свидетельствует образования сферолитовых и колломорфных структур, изменение состава карбоната в сторону упрощения его состава и очищения от примесей. Здесь так же наблюдаются микропрожилки, микролинзочки и пустоты, в частности пустоты, образованные от выщелачивания концентрически-зональных оксидно-гидрооксидных включений, которые сейчас выполнены вторичным, хорошо окристаллизованным в сферолиты осветленным карбонатом.

Карбонатная часть руды представляет смесь карбонатов переменного состава изоморфного ряда  $\text{CaCO}_3\text{--MnCO}_3$ . Во всех пробах, за исключением отдельных рыхлых разностей, преобладает  $\text{MnCO}_3$ , содержащийся в пределах 35–70%. Содержания  $\text{CaCO}_3$  составляют 10–45%,  $\text{MgCO}_3$  – 0–8%,  $\text{FeCO}_3$  присутствует в единичных пробах до 2%.

Анализ рентгеновских и термических данных и оптические исследования показывают, что более ранний плотный карбонат представлен преимущественно марганцевым минералом сложного изоморфного ряда — от кальциевого родохрозита к манганокальциту и кутнагориту с содержанием молекулы  $\text{MnCO}_3$  до 76,3%. Отмечается также присутствие кальцита.

В конкреционных рудах известны находки спикул губок, панцырей диатомей, костей рыб, а комковатые руды почти лишены включений. В рыхлых землястых рудах карбонат марганца рассеян во вмещающей массе в виде тонкодисперсной примеси и отдельных обогащенных гнезд. Распределение его неравномерно, наблюдаются сгустки, гнезда, прослои. При небольшом содержании карбонатов окраска руд близка к цвету вмещающих пород. При увеличении содержания карбонатов происходит осветление породы. В южном направлении карбонатные руды выклиниваются, переходят в толщу зеленовато-голубых харьковских глин с редкими желваками и микрорастяжениями манганокальцита.

Окисно-карбонатные фации располагаются ближе к древней береговой линии. В зоне смешанных руд карбонатные залегают обычно в основании рудного горизонта, а окисные и оксидно-карбонатные находятся в его верхней части. Руды этого типа состоят из неправильных, близких к сферическим частиц от 0,1 до 1 см в поперечнике, сложенных оксидами марганца (псиломелан, манганит) и погруженных в матрикс из окисленных карбонатов марганца (манганокальцит, родохрозит). Количество оксидов составляет около 25% объема. Оксиды марганца часто корродируются и замещаются карбонатным матриксом, что позволило предполагать их образование ранее карбонатов.

На небольшом удалении от береговой линии палеобассейна руды почти полностью оксидные (пиролюзитовые, псиломелановые). Смена оксидных руд оксидно-карбонатными и карбонатными на всей территории рудоносного бассейна однонаправленная, но конфигурация границ между ними сравнительно сложная и в общих чертах повторяет направление нулевой изогипсы подошвы рудного горизонта.

Оксиды слагают землястую массу и конкреции, достигающие 20–25 см в диаметре. Иногда в них встречаются реликты структур карбонатных и карбонатно-оксидных типов. В конкрециях изредка наблюдается концентрическая структура, хотя и сильно деформированная. Конкреции небольшого размера, до первых сантиметров, иногда образуют сростки.

Перекрываются рудоносные слои в северной части преимущественно светлыми кварцевыми песками, песчаниками, а южнее — алевролитами и зеленоватыми неслоистыми пластичными глинами с голубоватыми и желтоватыми оттенками. Глины состоят преимущественно из железистого монтмориллонита, отчасти глауконитов, цеолитов, кварца.

Генезис месторождения. Относительно генезиса руд Никопольского месторождения существуют разные точки зрения. Классическими являются представления об осадочном образовании соединений марганца. Однако, некоторая часть оксидных руд могла возникнуть за

счет последующего окисления первичных карбонатных. При этом рассматривались механизмы отложения марганца непосредственно из морской воды с образованием аморфных гидроокислов.

С целью выяснения условий образования и источника вещества карбонатов марганца ранее был изучен изотопный состав углерода и кислорода [180]. На фоне относительного узкого диапазона вариаций изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 26,4\text{--}31,8\text{‰}$ ), значения  $\delta^{13}\text{C}$  в изученных породах варьируют в довольно широком интервале ( $-24,6\text{‰} \text{--} 4,9\text{‰}$ ). Причем, такой широкий спектр изотопных отношений углерода характерен не только для отдельных рудных полей, но наблюдается также и в пределах одного конкретного разреза. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что карбонатные руды разных площадей по изотопному составу не различаются и имеют одни и те же изотопные особенности. Это может свидетельствовать о едином механизме и аналогичных условиях карбонатного марганцевого рудообразования в пределах всего бассейна.

Одной из примечательных особенностей карбонатных руд является то, что все они характеризуются более легким изотопным составом углерода, по сравнению с осадочными морскими карбонатами. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для них опускаются до величин, близких (или, в некоторых случаях, даже аналогичных) углероду органического вещества. В целом изотопный состав углерода изученных проб заключен в промежуточной области значений  $\delta^{13}\text{C}$ , ограниченной, с одной стороны, углеродом нормально-осадочного морского, а с другой стороны — биогенного ( $C_{\text{орг}}$ ) генезиса.

Эти наблюдения подтверждают смешанную природу источника углерода карбонатных руд. Очевидно, одним из источников служит окисленный до  $\text{CO}_2$  углерод органического происхождения. В этом случае становится понятным и тот факт, что в изученных рудах бассейна практически отсутствует  $C_{\text{орг}}$ , возможно, он «выгорел» во время диагенеза, а образованная  $\text{CO}_2$  пошла на формирование рудных карбонатных стяжений и линз. Это подтверждается и положительной корреляцией изотопного состава углерода и содержаний  $\text{MnO}$  в рудах.

Другим источником углерода, характеризующимся тяжелым изотопным составом, может быть только углекислота карбонатов, осажденных в изотопном равновесии с бикарбонатом морской воды. Такой может быть  $\text{CO}_2$ : 1) раковин моллюсков, которые к настоящему времени полностью растворены (на их месте в рудном веществе часто отмечаются формы былых створок) и 2) некогда рассеянное в породе тонкодисперсное карбонатное вещество (хемогенный карбонат, карбонатные скелеты простейших организмов и т.д.). Карбонат этого источника подвергся растворению и перераспределению во время образования рудного вещества на стадии раннего диагенеза.

Значительная часть карбонатных пизолитов также характеризуется более низкими величинами  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению с каменистыми рудами. Принимая во внимание результаты оптико-микроскопического изучения и изотопные данные, можно, так же как и для рыхлых осветленных руд, говорить об их раннедиагенетическом (катагенетическом) происхождении. В то же время не исключается принципиальная возможность для части из них и более раннее образование в условиях мелководья. В этом случае температуры образования пизолитов должны быть несколько выше по сравнению с теми, при которых происходило формирование каменистых руд. Ответить на этот вопрос сейчас на основе имеющихся изотопных данных не представляется возможным.

Таким образом, результаты минералогического и химического изучения, а так же данные по изотопному составу углерода и кислорода определенно указывают на раннедиагенетическое происхождение главной массы карбонатных марганцевых руд Никопольского марганцево-рудного бассейна. В некоторых случаях они были переработаны на стадиях позднего диагенеза (катагенеза).

**Результаты изучения в СЭМ.** Насколько нам известно, сколь-нибудь значительных примеров изучения в СЭМ руд бассейна не было. Авторами изучены образцы руд месторождения, переданные В.Н. Кулешовым, а также взятые из коллекции, собранной на месторождении сотрудником ИГЕМ Ж.В. Домбровской. Мы рассматриваем настоящее исследование в СЭМ, как пионерское, за которым последует более полные и исчерпывающие.

**1. Группа карбонатных руд.** Обр. 1513 (коллекция В.Н. Кулешова) представлен существенно плотной, однородной породой, в которой редко распределены различные органические остат-



ки, отчасти сохранившиеся в виде слепков, а также редкие образования типа онколитов (фиг. 1, 3–6). ЭДС показал (фиг. 2) преобладание марганца в руде, присутствие кальция (довольно частое, обычное в карбонатных рудах), подчиненное количество Si. Из органических остатков можно предполагать присутствие спикул кремневых губок и несомненно фрагментов раковин радиоларий. В значительной части раковины обычно серьезно изменены, окристаллизованы до степени преобразования в агрегаты отчетливых кристаллов (фиг. 7). ЭДС их показывает комбинацию силиката с марганцем (фиг. 8). Несколько иной характер носят изменения по краям другой раковины (фиг. 9). По составу здесь преобладает кремнезем, но много железа и марганца (фиг. 10) и характерно развитие шаровидных тел, а не кристаллов. Последние, возможно, являются микробиальными формами. Промежуточный характер преобразований, когда кристаллы еще не полностью, оформлены, демонстрирует фиг. 11. ЭДС их (фиг. 12) показал также преобладание кремнезема, достаточно близкие значения Mn и Fe, заметные количества Ca. Таким образом, увеличение степени кристалличности ведет к увеличению алюмо-силикатной составляющей, снижению содержания марганца и возрастанию железа.

В основной массе встречаются весьма плотные, довольно однородные, разбитые трещинками усыхания, участки очень тонкого сложения, состоящие из пленочного гелевидного материала (фиг. 13). Основная же масса руды, если не изменена кристаллизацией, состоит из кокковидных, шарообразных, отчасти концентрически-зональных (фиг. 14 и 15), либо не зональных (фиг. 16) форм.

Обр. 2/6 (коллекция Ж.В. Домбровской) отличается присутствием небольшого количества зерен кварца алевритовой размерности (фиг. 17). Анализ (фиг. 18) показывает некоторое превышение марганца над кремнеземом и присутствие Ca. Здесь также часты органические остатки (фиг. 19, 21, 22), сохранность которых заметно лучше, чем в предыдущем образце. Характерно, что органические остатки, несмотря на разный первичный состав раковин, замещены марганцем (фиг. 20), а Si в них очень мало. Но участками степень разрушения органических остатков значительна (фиг. 23), от них могут оставаться лишь небольшие реликты. В таких случаях для наиболее разложенной части характерна железомарганцевая минерализация (фиг. 24), а для сохранившейся первичной части раковины — только марганцевая (фиг. 25 и 26). С другой стороны, некоторые органические остатки заметно окристаллизованы с формированием некоторой сферoidalности (фиг. 27, 29, 30, 32). В одних случаях окристаллизованные фрагменты марганцовистые (фиг. 28), в других — существенно железистые (фиг. 31).

Основная масса руды по составу и строению разная. В одних случаях она плотная, заметно измененная, окристаллизованная (фиг. 32 и 33). По ЭДС (фиг. 34) здесь скорее развиты кристаллы манганокальцита. В матриксе сохраняются участками тонконитчатая система окристаллизованной бактериальной(?) структуры (фиг. 35 и 36). Здесь и в других участках (фиг. 37) при больших увеличениях просматриваются коккоидные формы диаметром до 2 мк.

Обр. 1516 (коллекция В.Н. Кулешова) при малых увеличениях (фиг. 38 и 39) содержит многочисленные отпечатки организмов, или, возможно, ходы илоедов. При больших увеличениях можно наблюдать реликты органических остатков (фиг. 40, 42, 43). Органические остатки сложены, вероятно, преимущественно Ca-родохрозитом (фиг. 41) или соединениями железа(?) (фиг. 44). Матрикс обычно незначительно окристаллизован, что видно на приведенных выше фотографиях и на других примерах (фиг. 45). Просматриваются также и не кристаллические формы. Возможно, в матриксе преобладали микробиальные остатки.

Образец №1815 (коллекция В.Н. Кулешова) характеризуется присутствием алевритовых зерен кварца (фиг. 46). Но ЭДС его практически аналогичен ранее рассмотренным. Однако, сложение его отличается. Он состоит преимущественно из шаровидных, кокковидных форм, иногда характеризующихся особым внутренним сложением. Общая картина их распределения в руде более подробно представлена на фиг. 48–50. Эти шаровидные формы достаточно сложного строения, их отдельные части могут быть либо существенно марганцевыми, либо железистыми. Их общий ЭДС фиксирует присутствие марганца и железа в меняющихся соотношениях (фиг. 51). На серии фотографий (фиг. 52–55) представлены такие сложные формы. Они состоят из периферической концентрической зоны сложного внутреннего строения, толщиной до 10–15 мк, образованной из центростремительных, не очень правильных столбчатых форм, неплотно упакованных

ванных. Центральная часть состоит из неравномерных плиток толщиной до 1–2 мк, ориентированных почти перпендикулярно к столбчатым формам внешней оболочки или одинаково с ними. При этом периферическая зона существенно железистая, а центральный пакет плиток чисто марганцовистый (фиг. 56 и 57). В сложении руды участвуют и иные формы (фиг. 58). Иногда шаровидные формы представлены в виде округлых же сочетаний — колоний, иногда вытянутых (фиг. 59). В некоторых случаях шаровидные формы с поверхности покрыты ажурной сеткой из тонких наростаний, возможно, представляющих продукт окристаллизации микробного гликокаликса (фиг. 60 и 61). В некоторых участках матрикс изменен, видимо, окристаллизован (фиг. 62), существенно марганцовистый (фиг. 63).

**2. Группа оксидных руд.** А) подгруппа полуокисленных руд. Обр. 610 (Грушевский карьер, оксидно-карбонатная руда, коллекция Ж.В. Домбровской). Он представлен глиноподобной массой, легко разламывающейся (фиг. 64). По мере увеличения на поверхности появляются тонкие протяженные нити, иногда с ответвлениями (фиг. 65 и 66). При еще больших увеличениях плотных участков можно наблюдать, что руда состоит из сплетения преимущественно субпараллельных нитей, весьма напоминающих сложение строматолитов аридных или семиаридных зон (фиг. 67 и 68).

Обр. 2/3 (коллекция Ж.В. Домбровской) характеризуется присутствием большого количества алевритовых зерен кварца (фиг. 69). ЭДС этой руды представлен на фиг. 70. Участками видны измененные фрагменты раковин организмов (фиг. 71), подобных тем, что были представлены на фотографиях выше. Большая часть матрикса, вероятно, представляет собой измененные кокковидные формы (фиг. 72, 73, 75), при этом содержания Са достаточно высокие (фиг. 74, 76). Участками матрикс существенно кремнистый, с заметными количествами Са, при низких содержаниях марганца (фиг. 74).

Обр. 2/7 (коллекция Ж.В. Домбровской) отличается почти полным отсутствием обломочного кварца, незначительно измененный (фиг. 77). Содержания Са и Si ниже содержания марганца (фиг. 78). Просматриваются неясные реликты органики. В той части, где реликтов практически не видно (фиг. 79), Са и Si больше, чем марганца (фиг. 80). Примеры проявления нечетких реликтов в массе руды приведены на фиг. 81–83. Среди них наиболее проявляются кокковидные формы. На отдельных участках отмечается тенденция к формированию сферолитоподобных образований с пучками тончайших нитей, которые возникли, возможно, в участках развития бактериальной слизи или являются результатом наложенных преобразований (фиг. 84).

Обр. 2/8 (коллекция Ж.В. Домбровской) неоднороден, участками тонкозернистый, равномерный, а участками комковатый, глиноподобный, сильно трещиноватый (фиг. 85). Руда качественная, Si мало, Са — на грани определения (фиг. 86). Плотные участки, по-видимому, являются результатом перекристаллизации (фиг. 87 и 89); содержания Са и Si в них выше (фиг. 88). Участки кусковатого сложения (фиг. 90 и 92) больше содержат Si и марганца (фиг. 91). Строение этой массы, по-видимому, бактериальное, что можно видеть при большем увеличении (фиг. 92).

Б) Подгруппа сильно окисленных руд. Обр. 2/9 (коллекция Ж.В. Домбровской) характеризуется преобладающей плотной массой в разной степени кристаллизованной руды, которая разделяется участками прожилкоподобного характера (фиг. 93 и 94). Характерны участки кристаллических и сливных структур. В кристаллизованных участках содержания Mn выше, а Са меньше (фиг. 95 и 96). В менее кристаллизованных участках (фиг. 97–99) картина примерно такая же (фиг. 100 и 101). Здесь видна разница между характером разной степени кристаллизации и переходом от плотной массы руды в менее кристаллизованную.

Обр. 3/3 (коллекция Ж.В. Домбровской) характеризуется присутствием в руде хорошо видимых существенно кремнисто-глинистых прослоев или участков. На фиг. 102 в верхней части снимка находится кремнисто-глинистый участок, в нижней части — собственно рудная масса. Более детально сложение кремнисто-глинистого участка приведено на фиг. 103. В нем резко преобладает алюмо-силикатная составляющая, но марганец также присутствует (фиг. 104). Видимо, это обусловлено присутствием очень тонких включений минералов марганца. В рудной части (фиг. 105) просматривается неравномерное сложение — присутствие удлиненных плитчатых включений. ЭДС такого включения (фиг. 106) указывает на высокие содержания марганца при заметном присутствии Si. Рудная масса при больших увеличениях представляет кристалличес-

кий агрегат (фиг. 107–109), хотя, возможно, есть и продукты кристаллизации столбчатых микробиальных форм.

Обр. Nikop 5 (коллекция Ж.В. Домбровской) представляет собой существенно псиломелановую руду. Общий вид показан на фиг. 110 и 111, где видны частично препарированные нитчатые и, возможно, кокковидные формы (образец протравлен). На серии остальных снимков (фиг. 112–116) представлены более детально подобные формы, хорошо заметные в общей массе. Возможно, здесь видны структуры строматолита.

Обр. 3/2 (коллекция Ж.В. Домбровской) характеризует руду со значительным количеством алевритовых зерен кварца (фиг. 117 и 119, 120). Соответственно ЭДС (фиг. 118) указывает на значительные содержания Si. При больших увеличениях (фиг. 121–122) участками в руде просматриваются нитчатые и кокковидные формы, а также кристаллизация бактериальной субстанции. ЭДС участка такого сложения без зерен кварца показывает высокие содержания марганца (фиг. 123).

Обр. 3/5 (коллекция Ж.В. Домбровской) характеризуется крайне неравномерным сложением (фиг. 124): участки плотного характера сменяются участками менее плотными, кусковатыми и, затем, еще менее плотными, светлоокрашенными. ЭДС руды в целом (фиг. 125) показывает крайне высокие содержания марганца и низкие Ca. При большем увеличении на фиг. 126 показаны разные типы сложения руды. Наиболее любопытны светлые высокопористые участки, представленные на фиг. 127–129. Они выполнены тончайшими, разно ориентированными ватовидными сплетениями нитей, иногда образующими шарообразные формы с концентрическим расхождением. Скорее всего, это продукты интенсивного близ-поверхностного выветривания, возможно, с участием микроорганизмов. Они развиваются за счет более плотных участков, через светлую узкую реакционную полоску (см. фиг. 125). ЭДС этих новообразований (фиг. 130) показывает высокую концентрацию в них марганца, возможно, в виде криптомелана (заметные содержания K при низких значениях Si). Наиболее плотные участки при большем увеличении (фиг. 131) кажутся сложенными мелкими кокковидными формами.

**Заключение по результатам изучения в СЭМ.** Типизация руд проведена по обычно принятому для месторождения принципу: 1) карбонатные, 2) слабо окисленные и 3) сильно окисленные (оксидные) разновидности. Соответственно рассмотрение выполняется по этим группам.

1) Карбонатные руды отчетливо подразделяются на: а) содержащие примесь заметного количества терригенного алевритового материала, чаще существенно кварцевого, и б) практически его лишенные. Это указывает на заметные различия в условиях их формирования и вполне соответствует обстановкам седиментации с поступлением обломочного материала или почти изолированным от такого притока.

По присутствию органических остатков выделяются руды, включающие эвкариотные остатки, а также иногда и структуры онкоидного типа, в которых матрикс сложен преимущественно микробиальными остатками, чаще кокковидными, реже нитчатыми формами (микробиальный мат), и руды, практически не содержащие остатков эвкариот. Затем, установлены руды, сложенные сплетением микробиоты нитчатой формы, по сути образующие строматолиты. Для карбонатных руд характерно то, что неизменные органические остатки сложены карбонатами марганца. Характерно проявление кристаллизации, связанной с процессом последующего их изменения, вероятно, в результате выветривания.

Таким образом, карбонатные марганцевые руды формируются в отличающихся фациальных обстановках, в отложениях, заметно обогащенных биологическими остатками — от эвкариотных до микробиальных. Причем, в крайних случаях эти обстановки почти отвечают условиям образования строматолитов. Во всех случаях органические остатки являются объектом рудной минерализации и репликации.

2) Слабо окисленные руды также отчетливо подразделяются, как и карбонатные, на две группы: а) содержащие примесь заметного количества терригенного алевритового материала и б) практически его не содержащие. Выделяются разновидности: а) содержащие эвкариотные органические остатки при микробиальном матриксе и б) разновидности без остатков эвкариотных фоссилий, существенно состоящие из микробиальных остатков. Эти руды также неравномерно изменены, участками кристаллизованы, заметно окислены.

3) Оксидные руды также подразделяются на: а) содержащие заметную примесь терригенного алевритового обломочного материала и б) практически не содержащие такую примесь. Преимущественно такие руды заметно изменены, кристаллизованы, подверглись поверхностному выветриванию. Лишь в редких случаях сохраняются участки, сложенные нитчатыми формами микробиоты, по-видимому, характерные для строматолитов.

Устанавливаются и руды, состоящие из переотложенных рудных обломков в кремнисто-глинистом заполнении, что говорит о развитии процессов переомыва первичных руд. Вероятнее всего, они являются продуктами окисления карбонатных и полуокисленных руд.

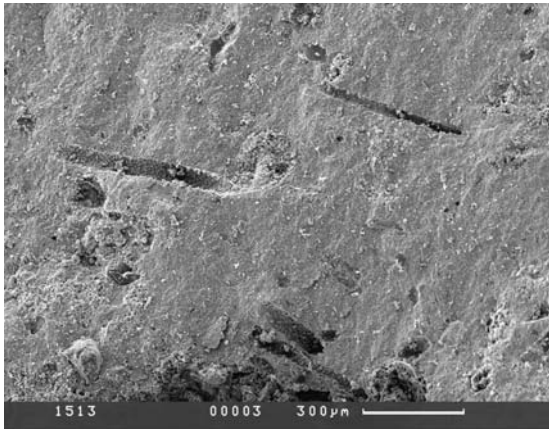
Руды Никопольского бассейна, хотя и обладают многими общими чертами строения с рудами Чиатурского месторождения, но имеют и некоторые отличия. По признаку присутствия примеси терригенного обломочного материала руды Никопольского бассейна отличаются, что может говорить о большем влиянии прилегающей суши на рудогенез и снижение качества руд. Что касается присутствия и значения органических остатков, то отмечается меньшая роль типично онкоидных структур в рудах Никопольского бассейна, но заметнее роль эвкариотных остатков. Что же касается микробиоты, то сколько-нибудь принципиальных различий не просматривается, а подтверждается локальное развитие строматолитов. Характерны также и наложенные изменения, проявленные в окисленных рудах — кристаллизация матрикса и органических остатков, в том числе эвкариотных. По-видимому, преобразования карбонатов в оксиды марганца произошли после окисления, в результате выветривания, ибо именно в наиболее окисленных разновидностях такие изменения выражены отчетливее.

Можно заключить, что формирование руд Никопольского бассейна, на основе результатов изучения в СЭМ, происходило в большей зависимости от прилегающей суши, с которой периодически и отчасти локально, сносилось и отлагалось в рудоносных слоях больше терригенного материала, чем при формировании руд Чиатури. Общая же фациальная обстановка была близкой, при доминировании карбонат-накапливающих микробиальных матов, отчасти строматолитов, но с некоторым возрастанием роли эвкариотных организмов, при несколько меньшей роли онкоидных структур и микритовых осадков. В целом все изложенное может свидетельствовать о более мелководно-прибрежном, более динамичном характере условий при формировании руд Никопольского бассейна.

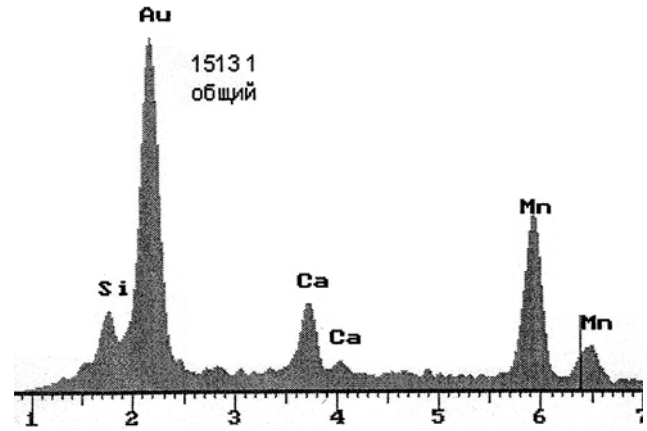
Схема формирования пород Никопольского бассейна вполне аналогична модели, намеченной для руд Чиатурского месторождения. Основой рудоотложения является развитие карбонат-накапливающих микробиальных матов, строматолитов, а также микробиальных онколитов с ваггерирующей примесью эвкариотных фоссилий с карбонатными и кремневыми скелетами. В некоторой степени они разубоживаются поставкой в область непосредственного формирования руд обломочного терригенного материала. Во всех случаях разные органические остатки являются объектом минерализации, а минерализация не по органическим остаткам не зафиксирована.

Принципиально важным является и тот факт, что еще неизмененные органические остатки в рудах сложены соединениями марганца. Это позволяет утверждать, что репликация (замещение) марганцем биогенных остатков происходила непосредственно после их отмирания, в восстановительных условиях в стадию раннего диагенеза или, возможно, позже. Следует отметить резкие отличия руд месторождения от железомарганцевых конкреций мелководных зон современных морей, марганцевых карбонатов глубоководных областей морей и океана, а также от глубоководных корок и конкреций океана; в то же время отмечаются аналогичные признаки с марганценосными онкоидами крайне мелководных обстановок морей и океана.

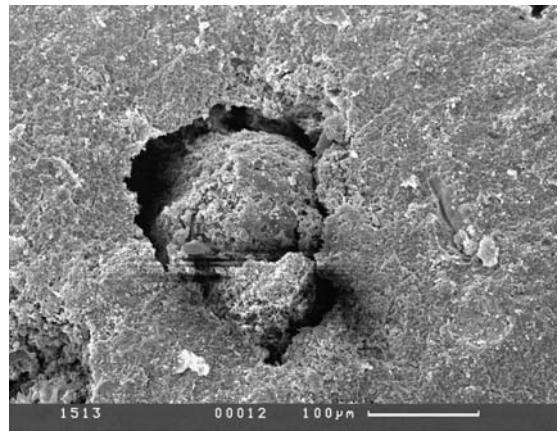
Никаких оснований полагать, что рудоотложение происходило в зонах сероводородного заражения, нет, поскольку органический мир придонных слоев был весьма разнообразным и без него просто не могло осуществиться рудоотложение.



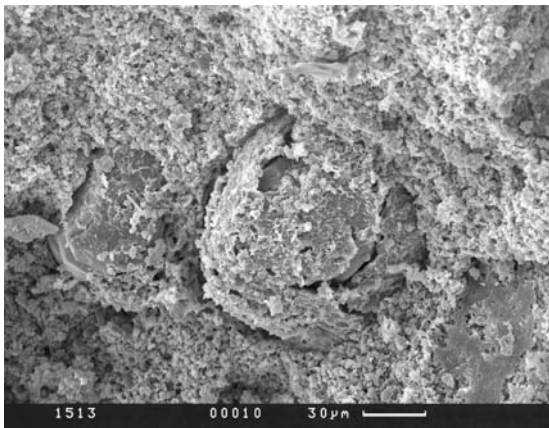
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ обр. 1513. Отчетливо видны реликты органических остатков в виде слепков и пустот от раковин



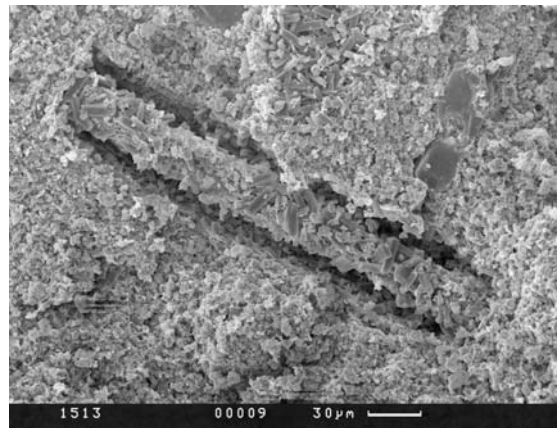
Фиг. 2. ЭДС этой площади с явным преобладанием марганца



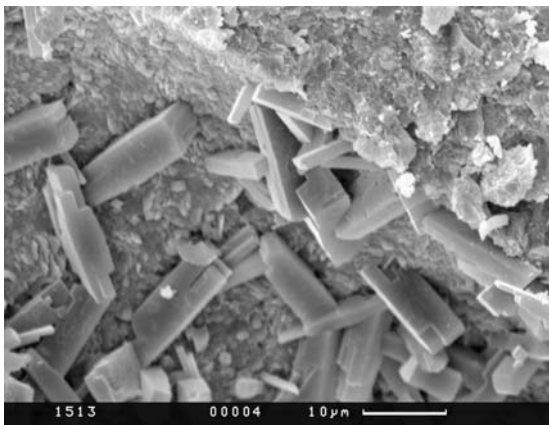
Фиг. 3–6. Органические остатки и небольшие онколиты более детально, в том числе и явно раскристаллизованные



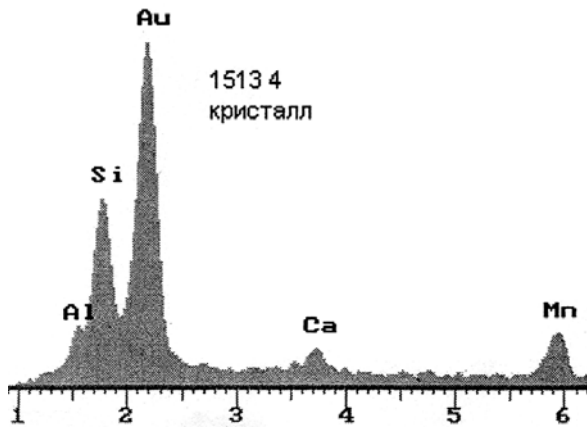
Фиг. 5.



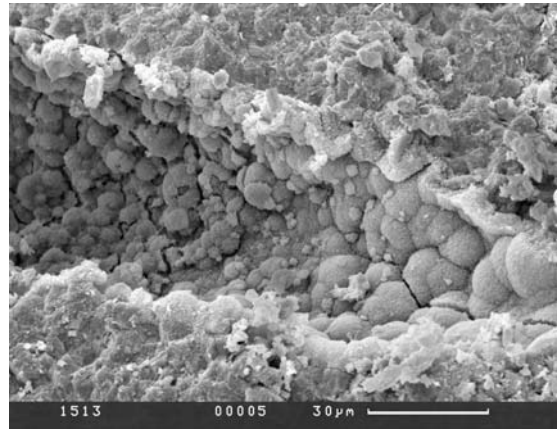
Фиг. 6.



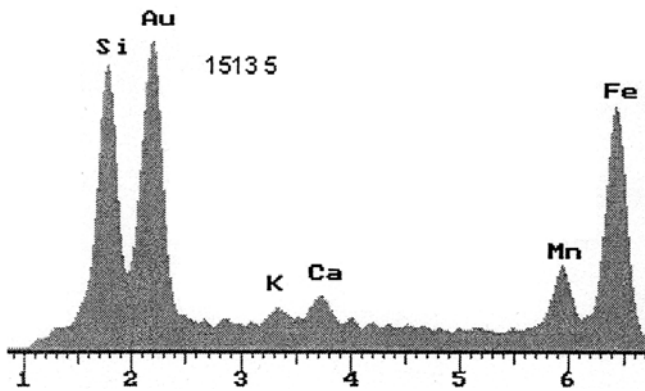
Фиг. 7. Кристаллы из кристаллизованного органического остатка фиг. 6



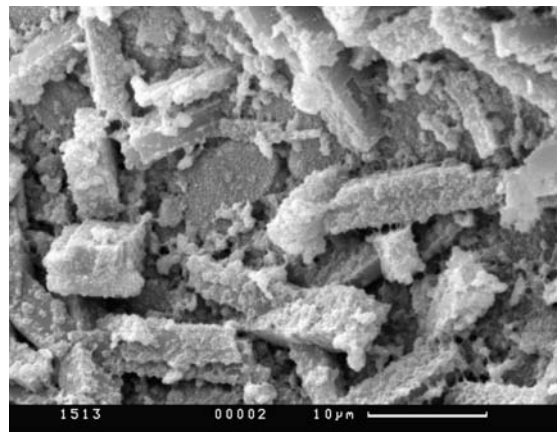
Фиг. 8. ЭДС кристалла на фиг. 7



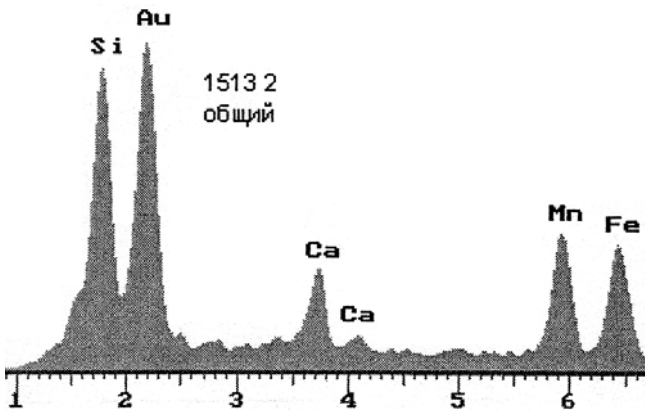
Фиг. 9. Измененный органический остаток с развитием по раковине шаровидных образований, возможно микробных



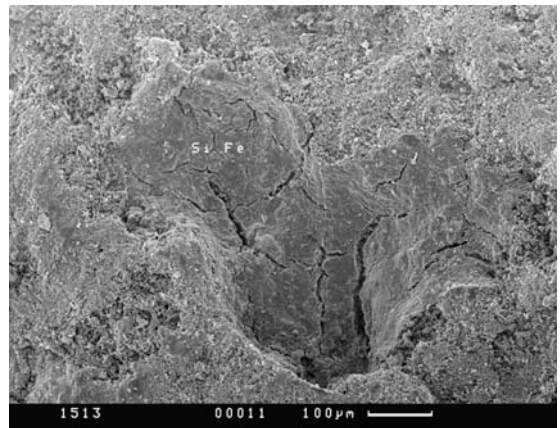
Фиг. 10. ЭДС этой площади с развитием ЖМ минерализации и заметным присутствием кремнезема



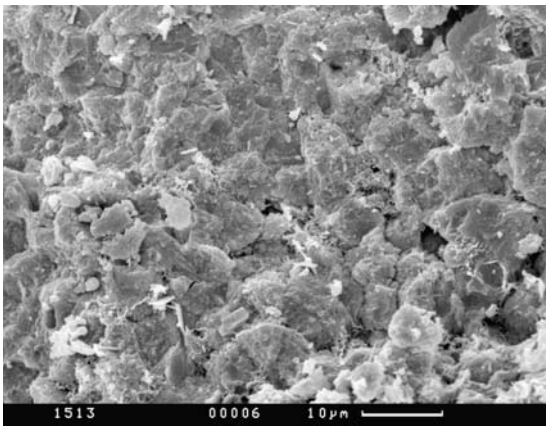
Фиг. 11. Кристаллические формы в измененной раковине



Фиг. 12. ЭДС кристаллов

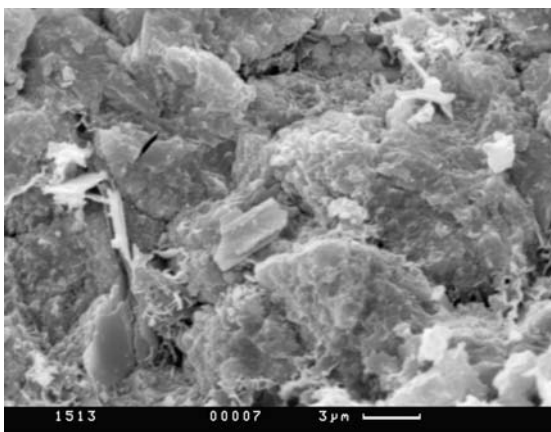


Фиг. 13. Развитие в матрице руды участков глинообразного сложения

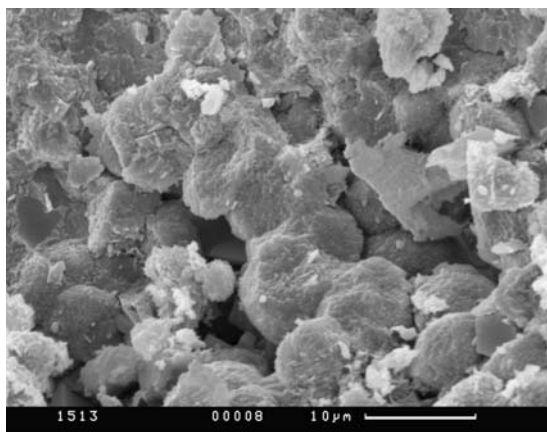


Фиг. 14–16. Строение матрикса в участках разных микробных форм, преимущественно кокковидных

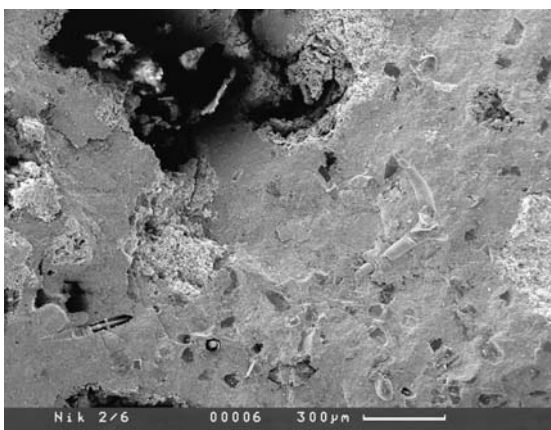




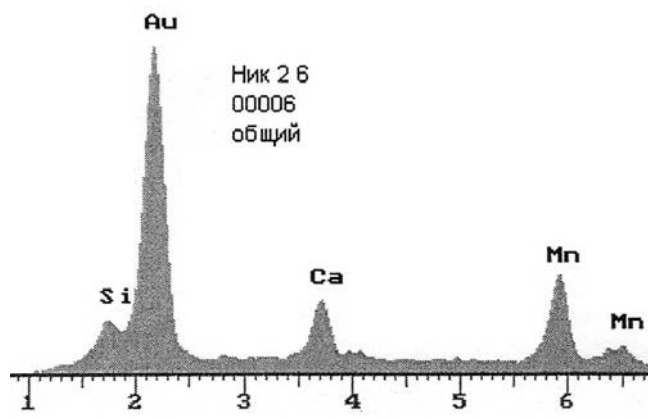
Фиг. 15.



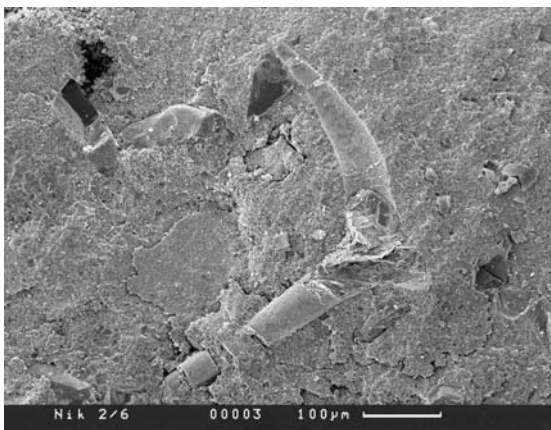
Фиг. 16.



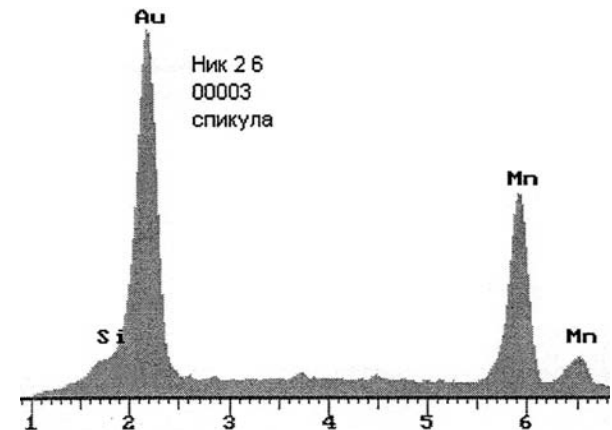
Фиг. 17. Общий вид в СЭМ, обр. Ник 2/6. Видны органические остатки



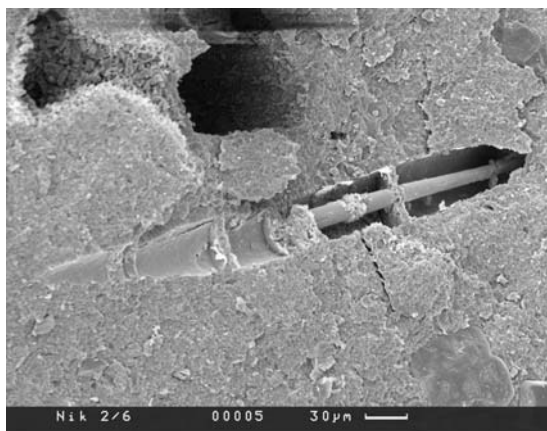
Фиг. 18. ЭДС этой площади



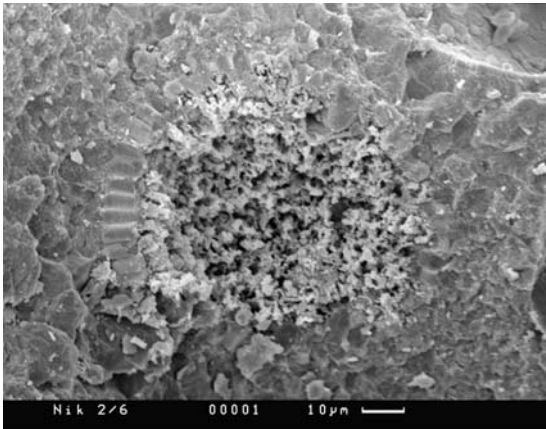
Фиг. 19. Фрагменты органических остатков (возможно, спикул губок)



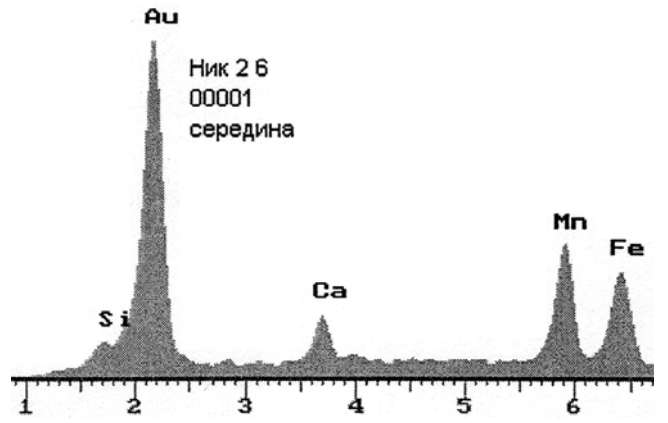
Фиг. 20. ЭДС остатков существенно марганцевого состава



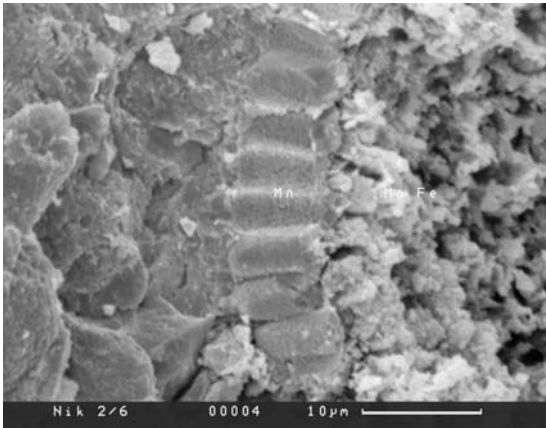
Фиг. 21–23, 25, 27, 29, 31. Различные органические остатки в руд, в том числе раскристаллизованные



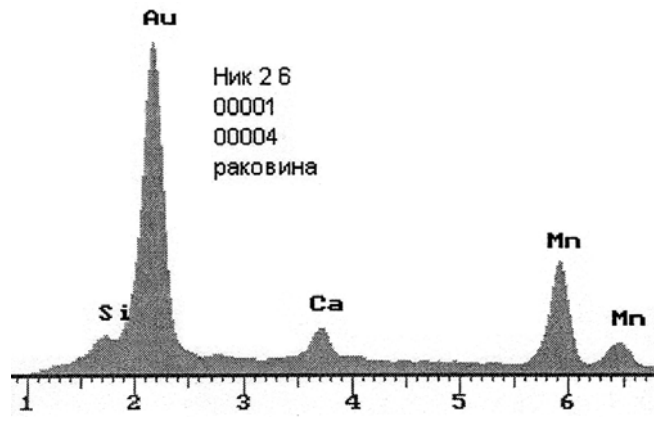
Фиг. 23.



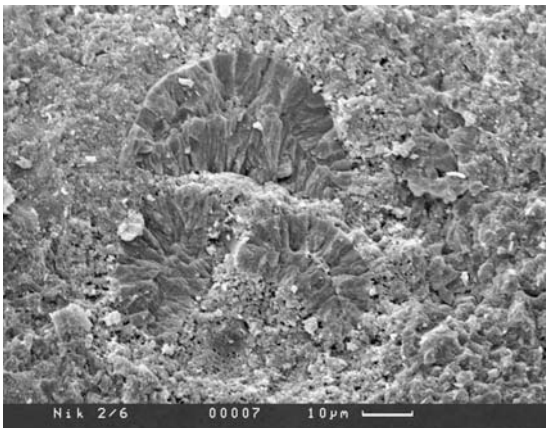
Фиг. 24, 26, 28, 30. ЭДС соответствующих органических остатков, указывающие на их минерализацию



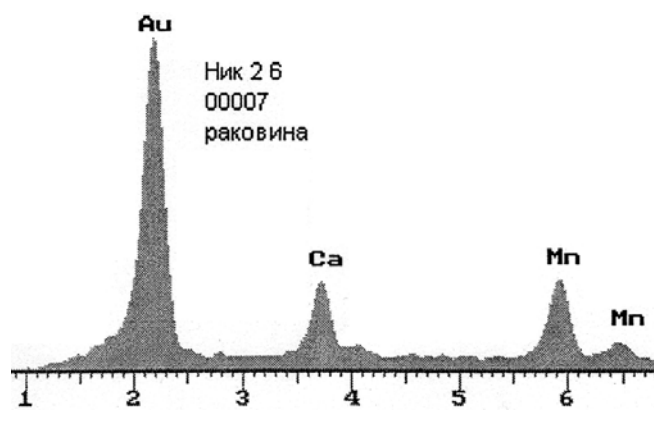
Фиг. 25.



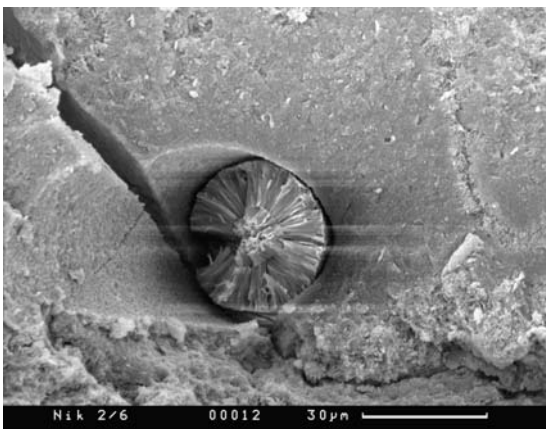
Фиг. 26.



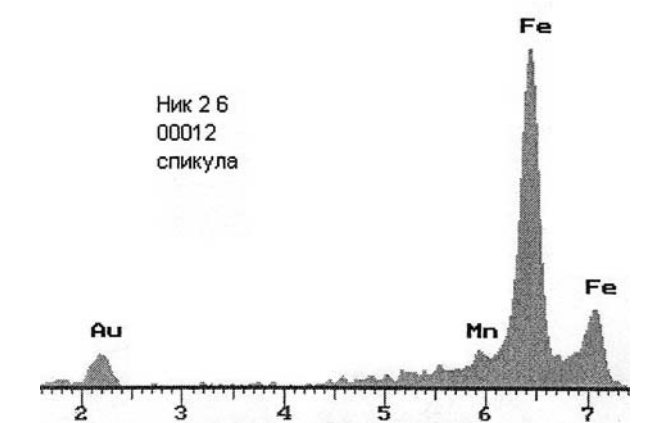
Фиг. 27.



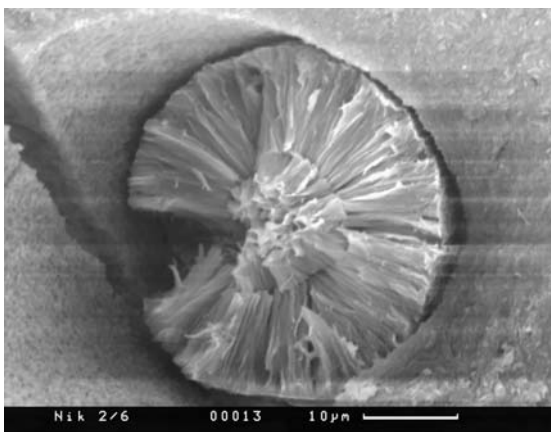
Фиг. 28.



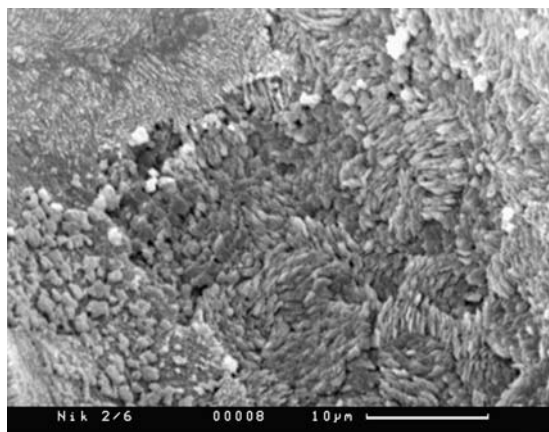
Фиг. 29.



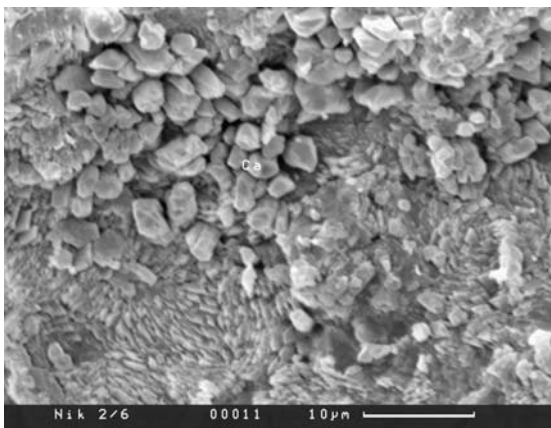
Фиг. 30.



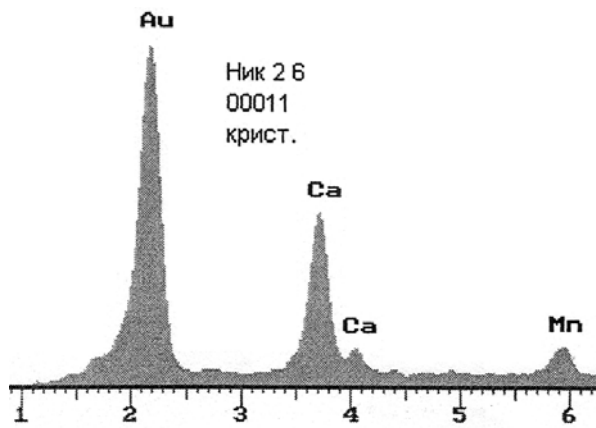
Фиг. 31.



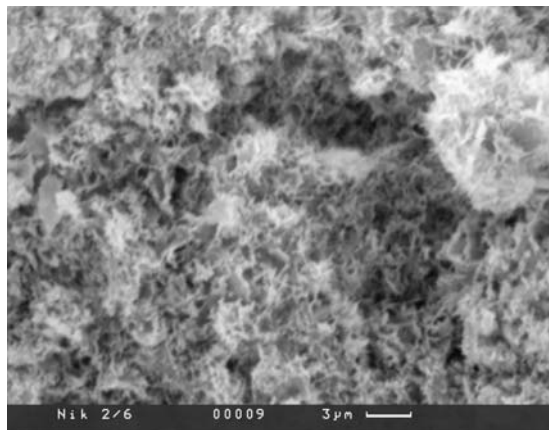
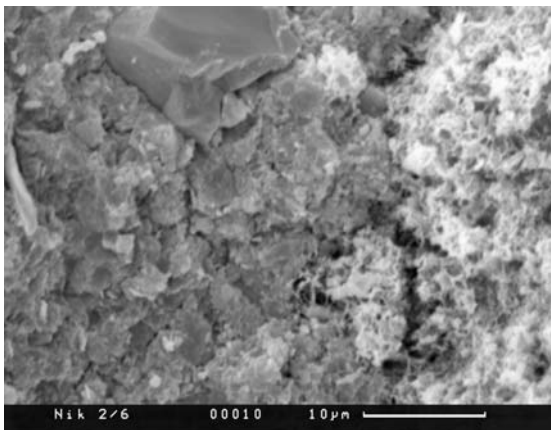
Фиг. 32. Раскристаллизованные участки руды



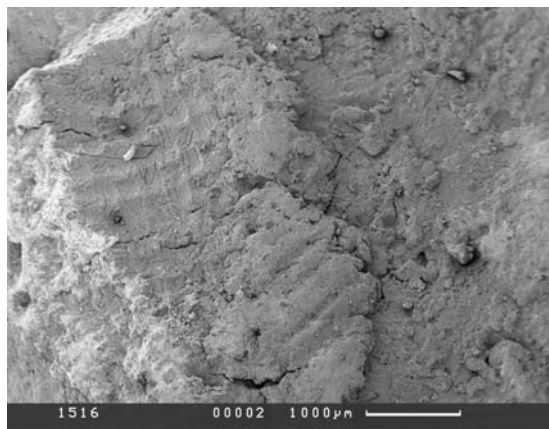
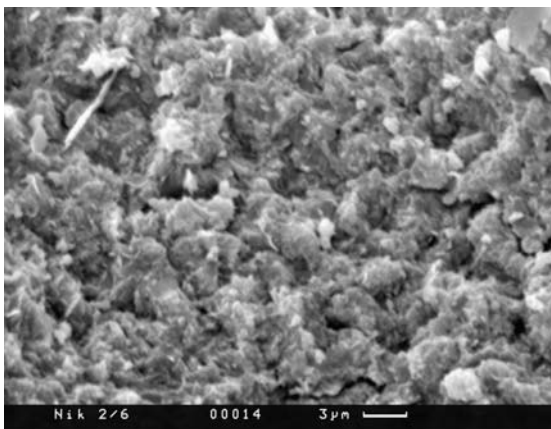
Фиг. 33. То же, более детально



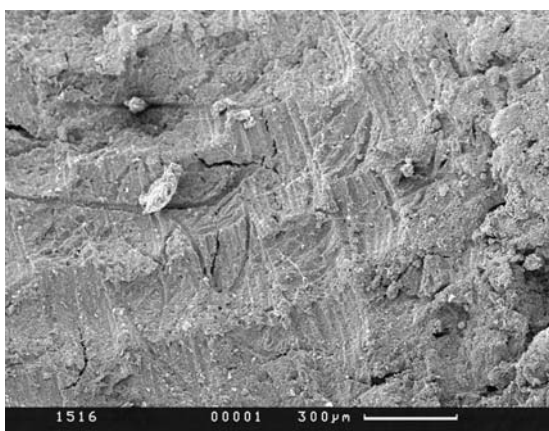
Фиг. 34. ЭДС кристаллов, представленных, по-видимому, манганокальцитом



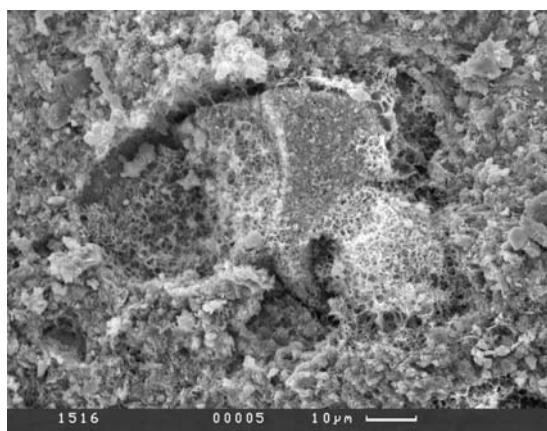
Фиг. 35–37. Строение основной массы руды при значительных увеличениях



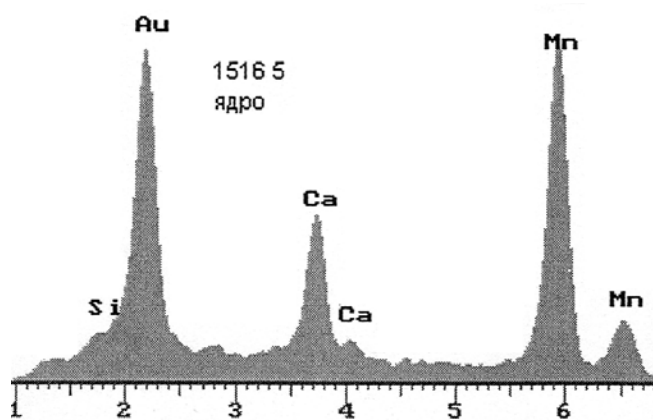
Фиг. 38. Общий вид в СЭМ, обр. 1516



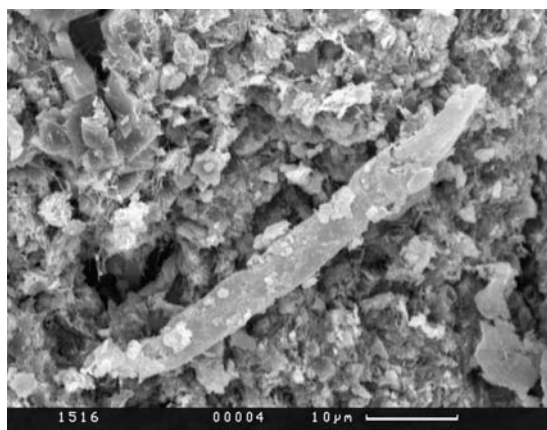
Фиг. 39. То же, более детально



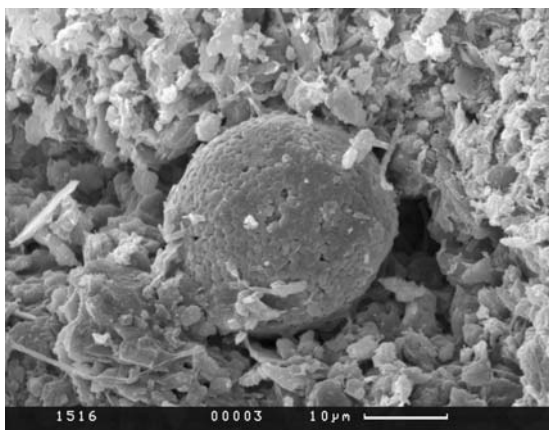
Фиг. 40, 42, 43. Реликты органических остатков в руде



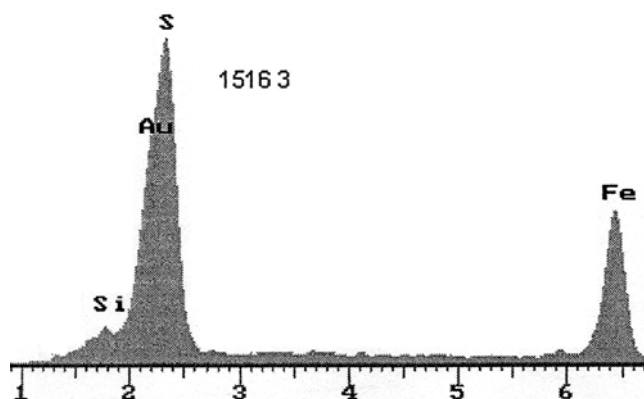
Фиг. 41, 44. ЭДС органических остатков



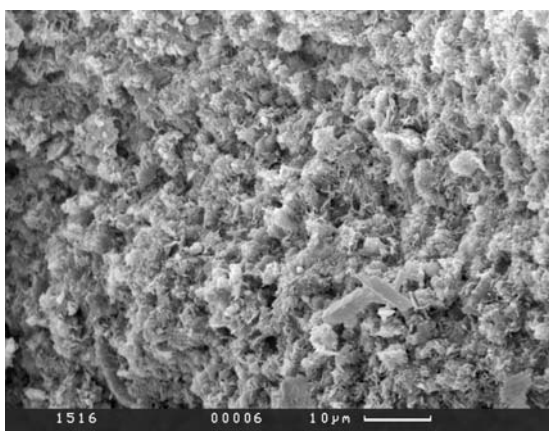
Фиг. 42.



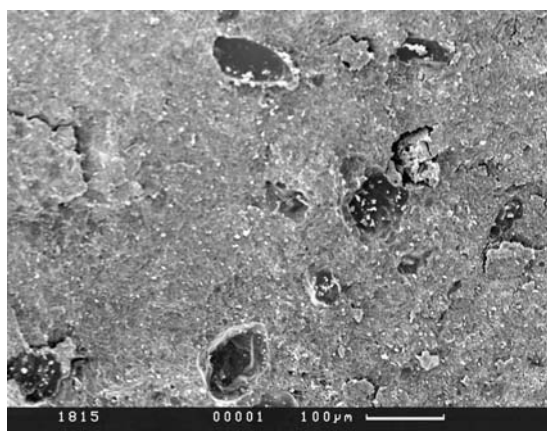
Фиг. 43.



Фиг. 44.

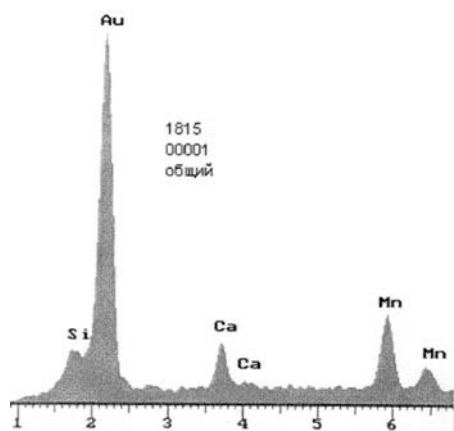


Фиг. 45. Строение основной массы более детально. Видны кристаллики и измененные кокковидные формы



Фиг. 46. Общий вид в СЭМ, обр. 1815. Видны полуокатанные обломки кварца

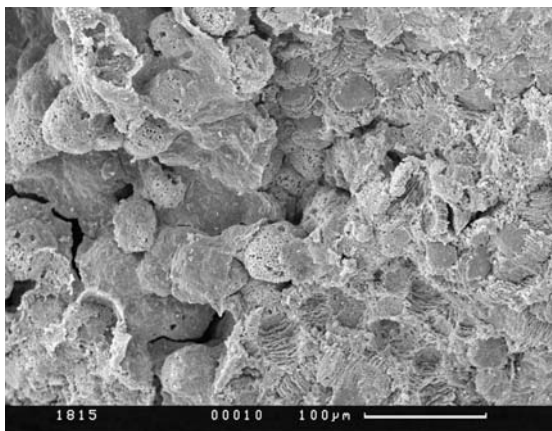




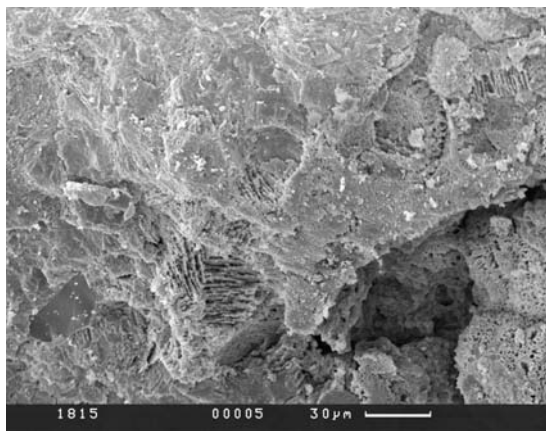
Фиг. 47. ЭДС этой части при доминировании марганца



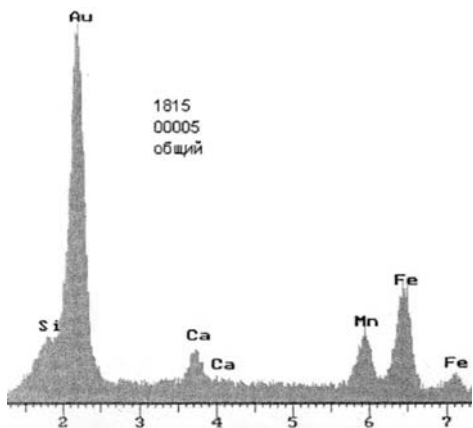
Фиг. 48–50, 52. Структура основной массы руды из шаровидных тел диаметром до 40–60 мкм



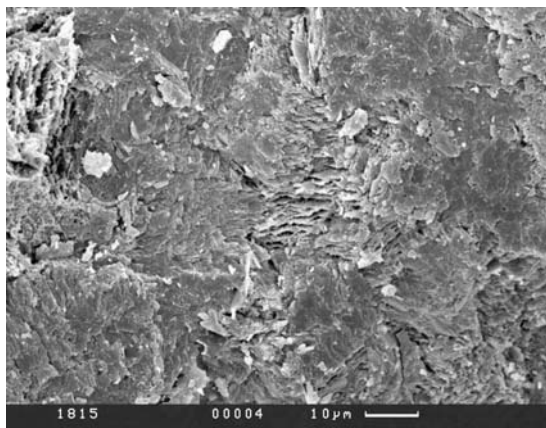
Фиг. 49.



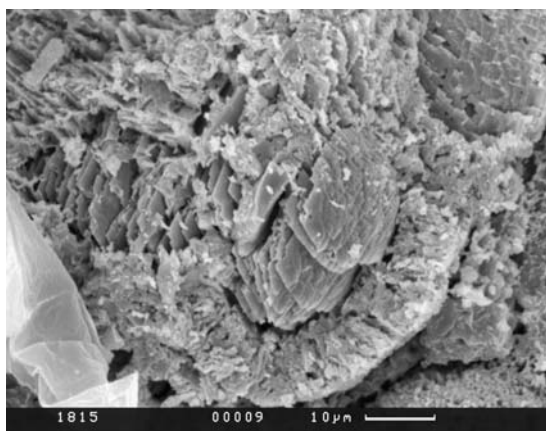
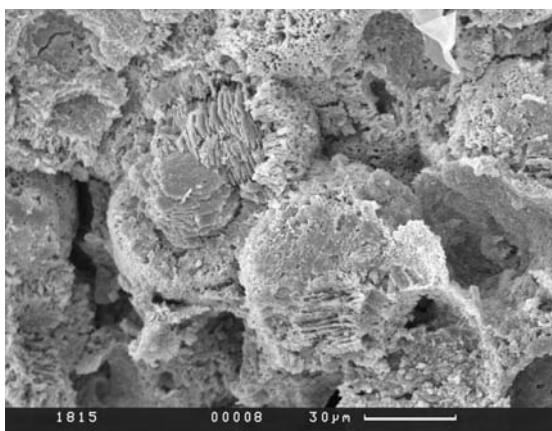
Фиг. 50.



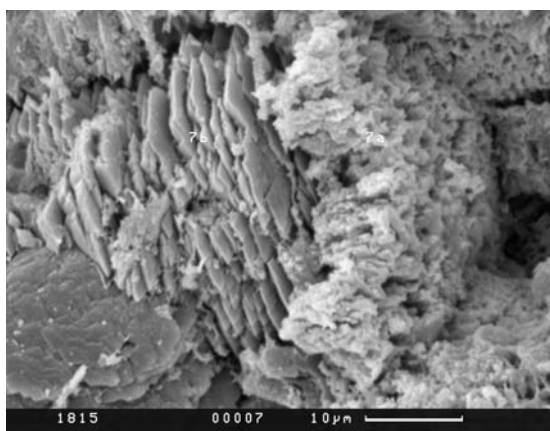
Фиг. 51. ЭДС скопления шаровидных тел



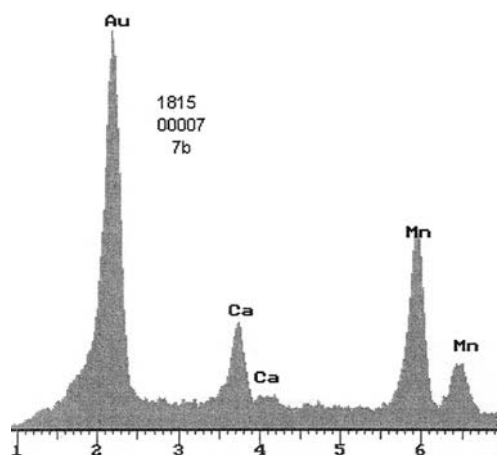
Фиг. 52.



Фиг. 53–55. Структура шаровидных тел более детально



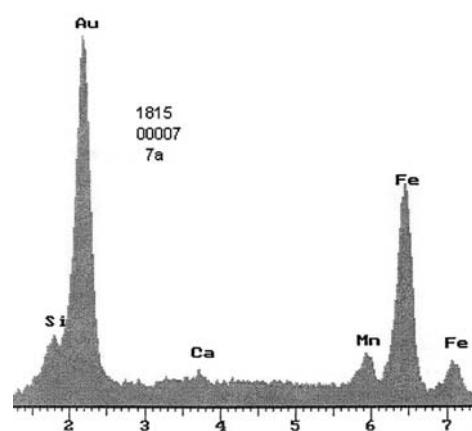
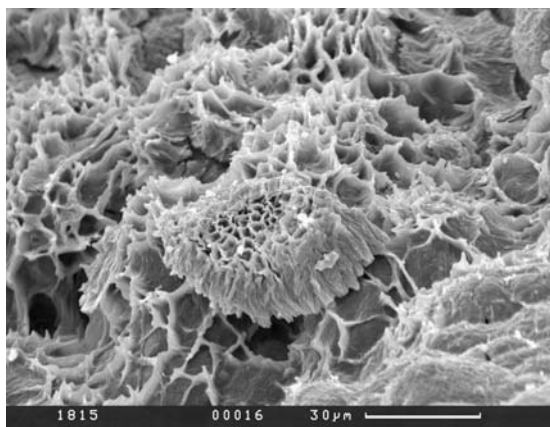
Фиг. 55.



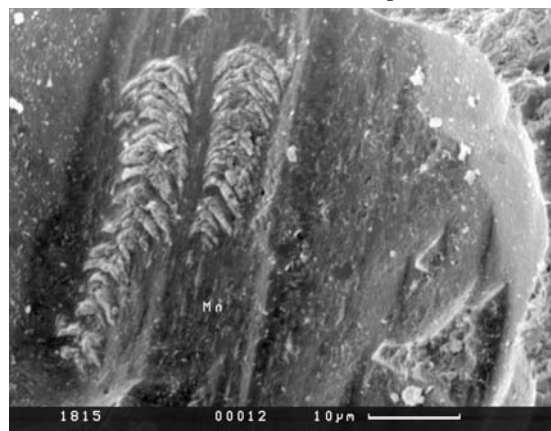
Фиг. 57.



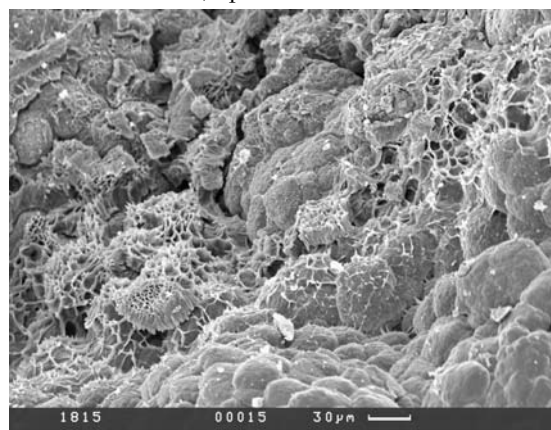
Фиг. 59. Еще один тип сложения руды — шаровидные колонии из кокковидных форм



Фиг. 56 и 57. ЭДС разных частей одного шаровидного тела: 56-оболочка, 57-центральная часть



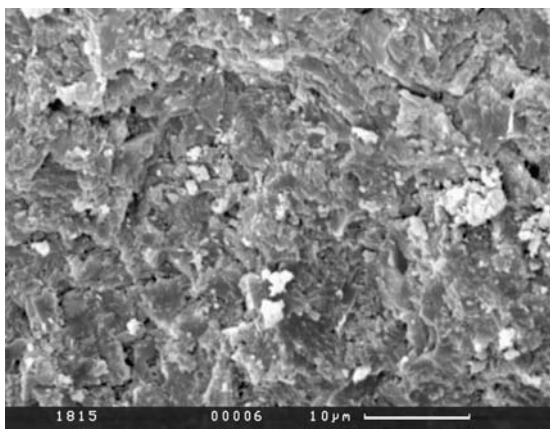
Фиг. 58. Другой характер сложения части руды, возможно, органические остатки



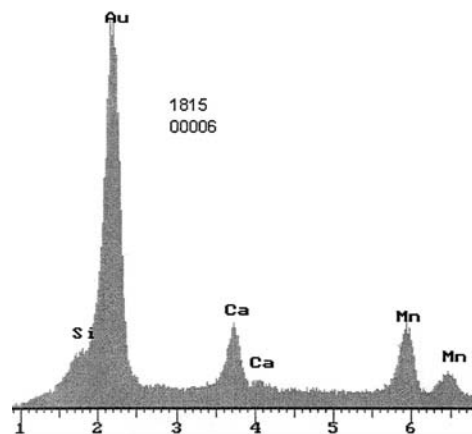
Фиг. 60 и 61. Ажурные сетки участками в основной массе, возможно, окристаллизованный гликокаликс

Фиг. 61.

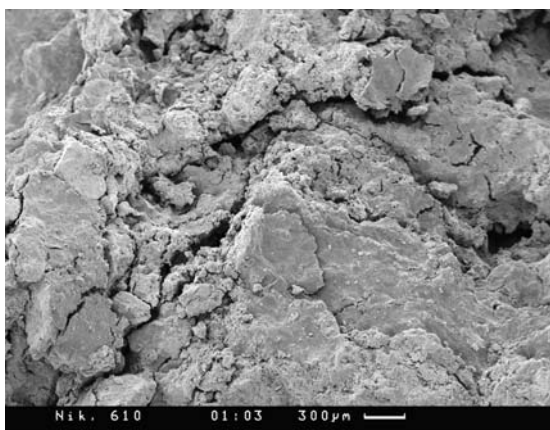




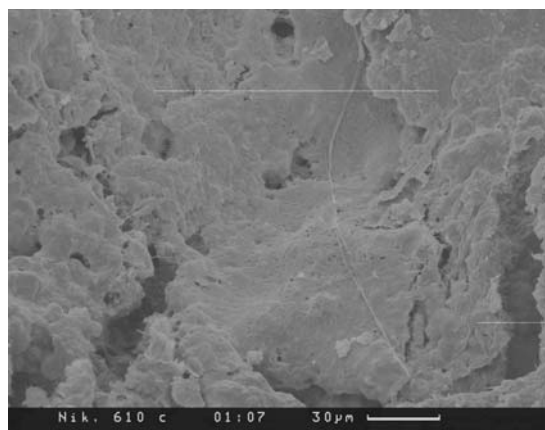
Фиг. 62. Измененный участок основной массы руды



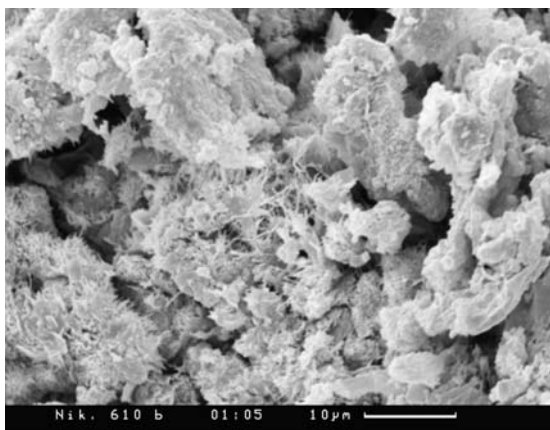
Фиг. 63. ЭДС этого участка



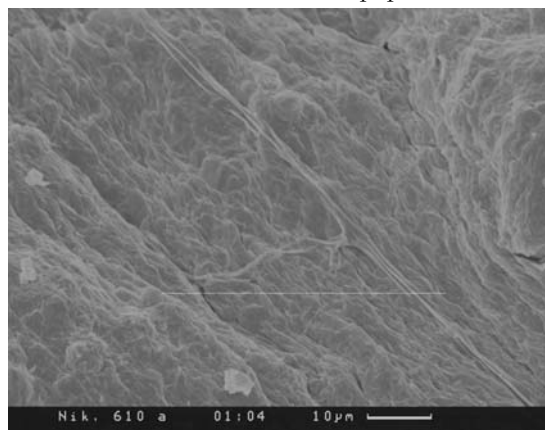
Фиг. 64. Общий вид в СЭМ, обр. Nik 610



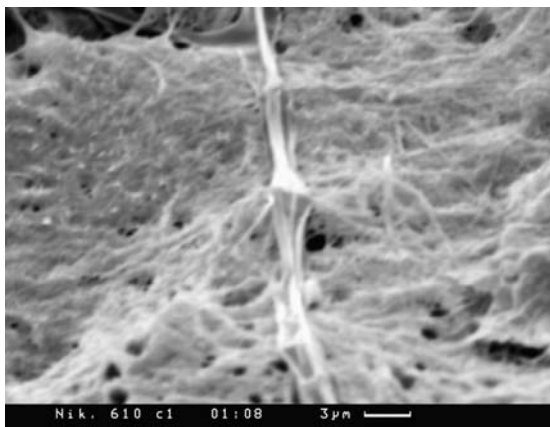
Фиг. 65. То же, более детально. Видны отдельные длинные нитчатые формы



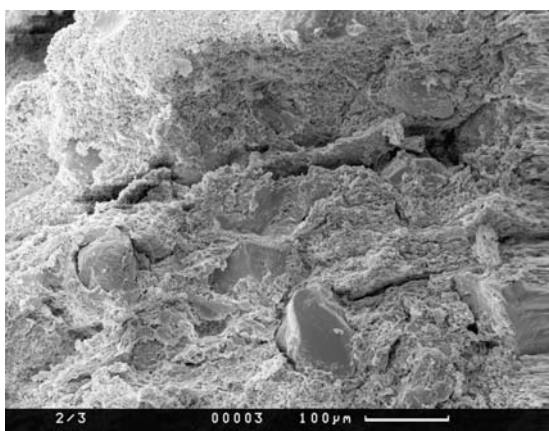
Фиг. 66. Более детально не плотные части руд. В расколах видно, что они нитчатого сложения



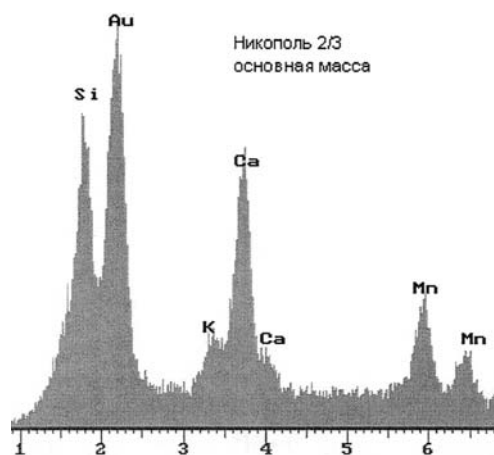
Фиг. 67 и 68. Более плотные участки, с хорошо выраженным тонко нитчатым сложением, вероятнее всего строматолитового характера



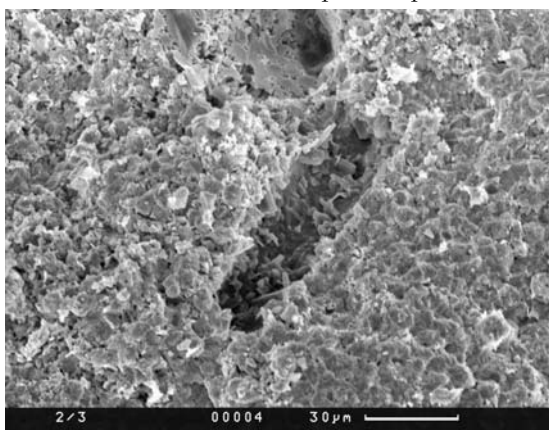
Фиг. 68.



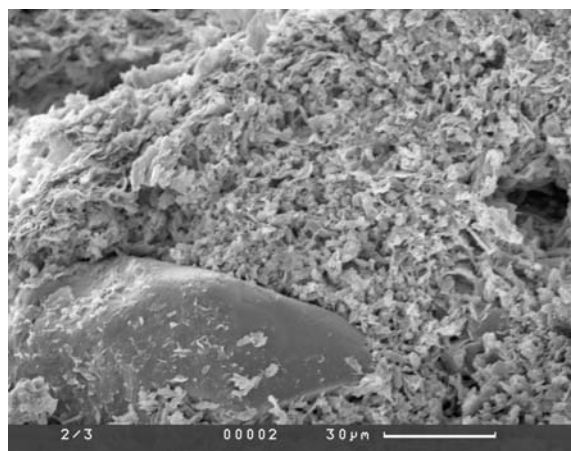
Фиг. 69. Общий вид в СЭМ, обр. 2/3. Хорошо видны обломочные зерна кварца



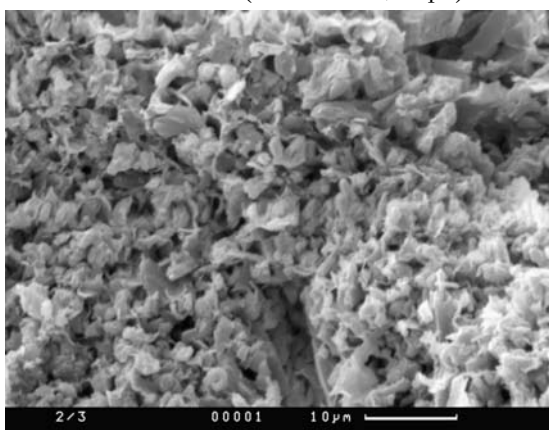
Фиг. 70. ЭДС этой части



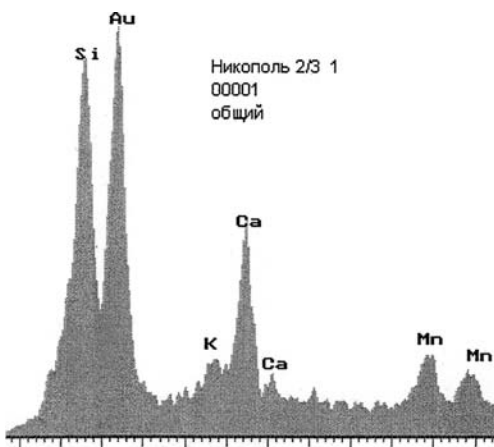
Фиг. 71. Реликт органического остатка, раскристаллизованный (темный в центре)



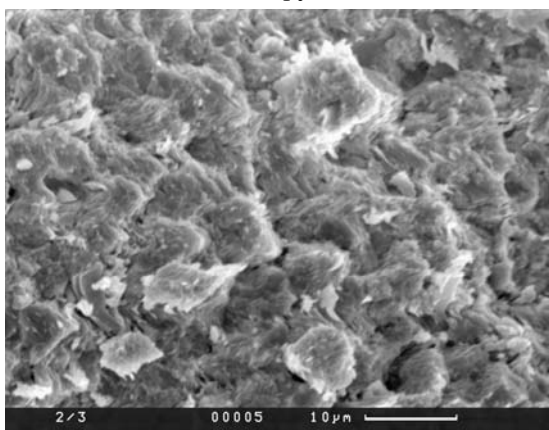
Фиг. 72. Полуокатанный обломок кварца



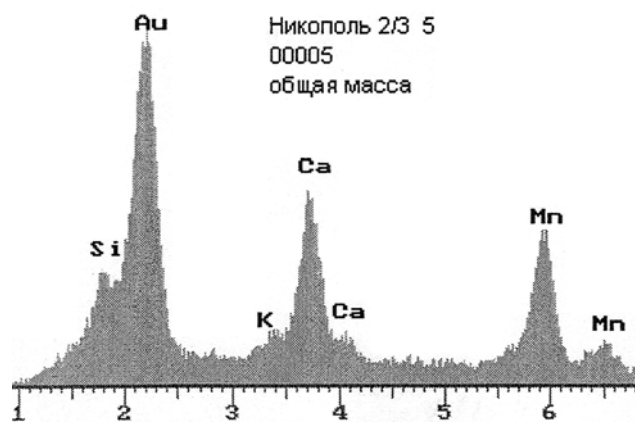
Фиг. 73. Заметно раскристаллизованная основная масса руды



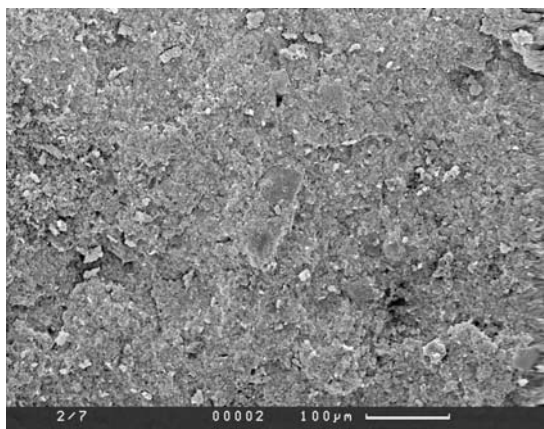
Фиг. 74. ЭДС этой части, слабо марганцевистой



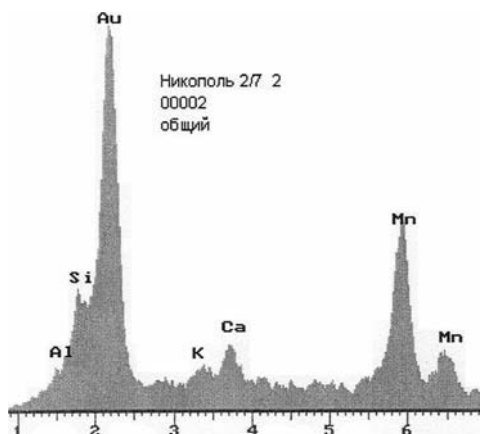
Фиг. 75. Основная масса руды из кокковидных, отчасти измененных, форм



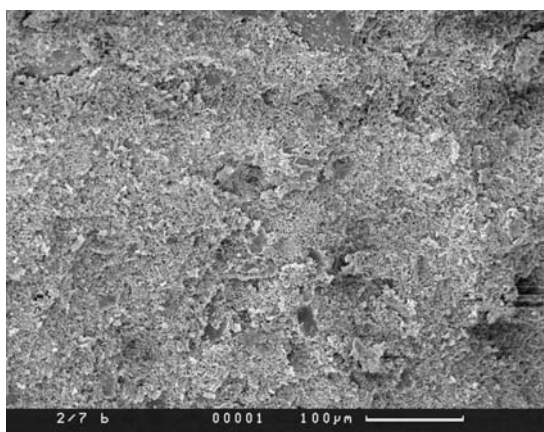
Фиг. 76. ЭДС этой части, вполне минерализованной



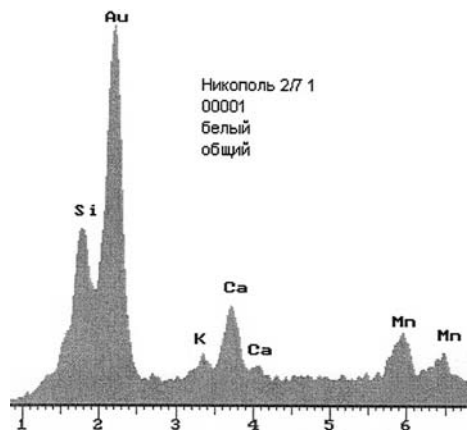
Фиг. 77. Общий вид в СЭМ, обр. 2/7



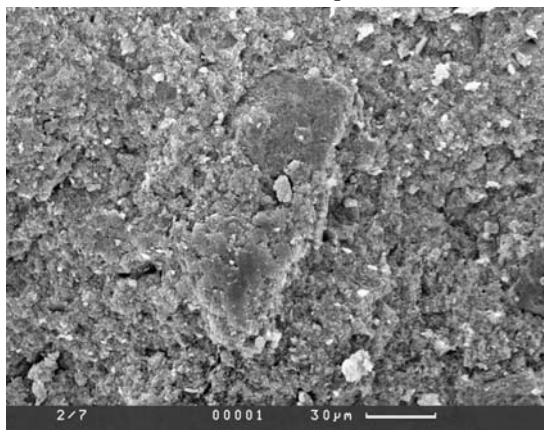
Фиг. 78. ЭДС этой части, с высокой минерализацией



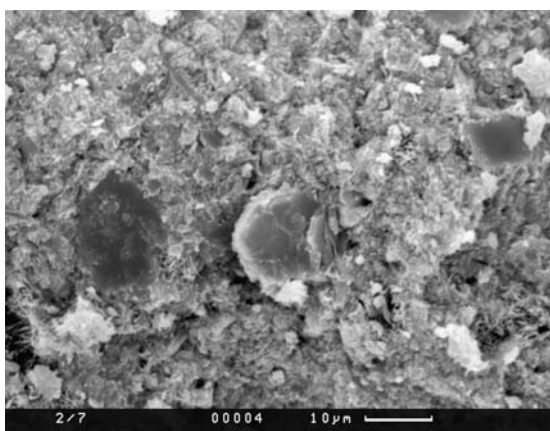
Фиг. 79. Сравнительно светлые участки руды без видимых остатков организмов



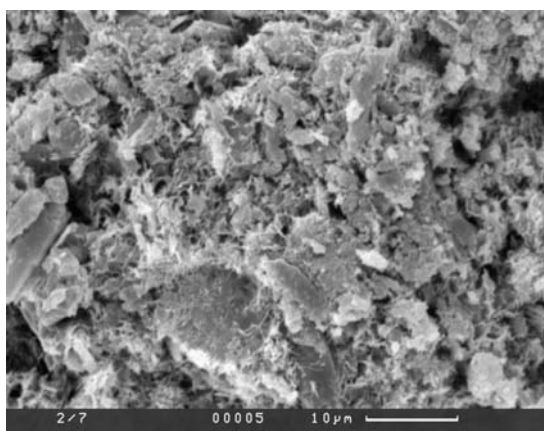
Фиг. 80. ЭДС этих участков, с заметно меньшей минерализацией марганцем



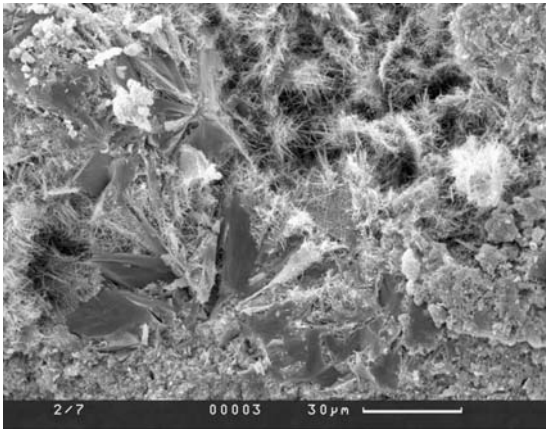
Фиг. 81–83. Возможные реликты органических остатков



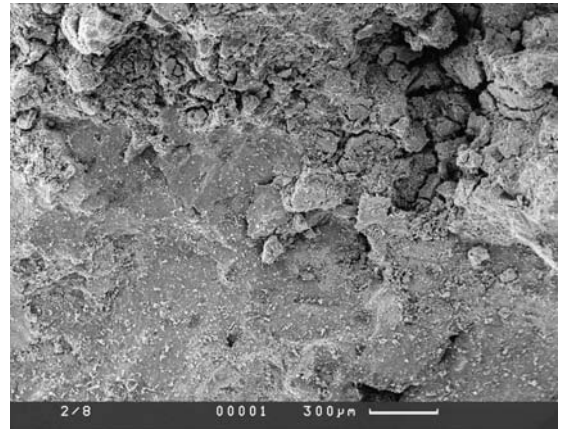
Фиг. 82.



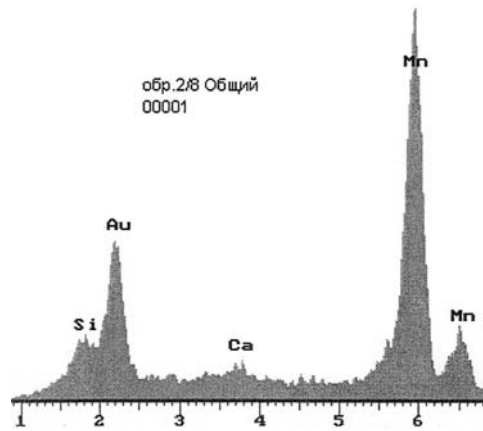
Фиг. 83.



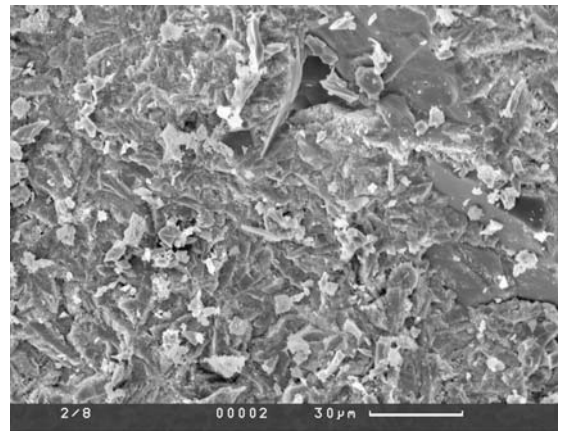
Фиг. 84. Развитие на отдельных участках веерообразных сферолитовых форм



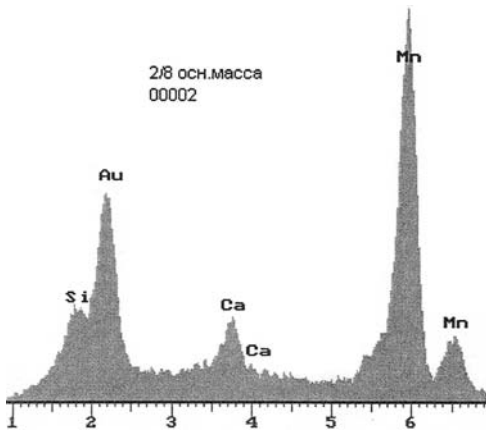
Фиг. 85. Общий вид обр. 2/8 в СЭМ, неравномерного сложения, участками плотный, участками глиноподобный



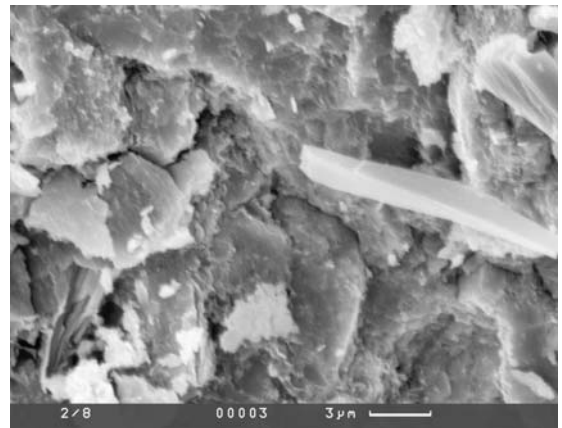
Фиг. 86. ЭДС плотной части, указывающий на высокое качество руды



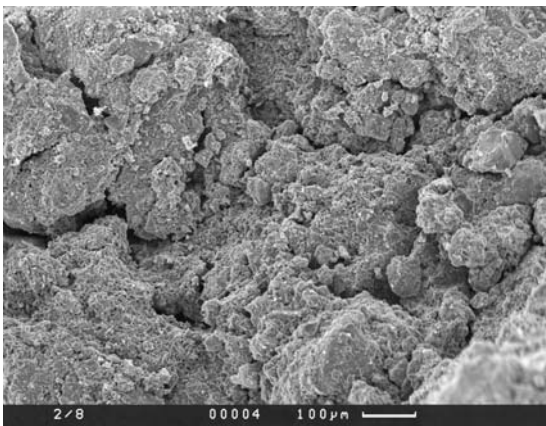
Фиг. 87 и 89. Плотные участки, заметно раскристаллизованные



Фиг. 88. ЭДС плотного участка с высоким уровнем минерализации

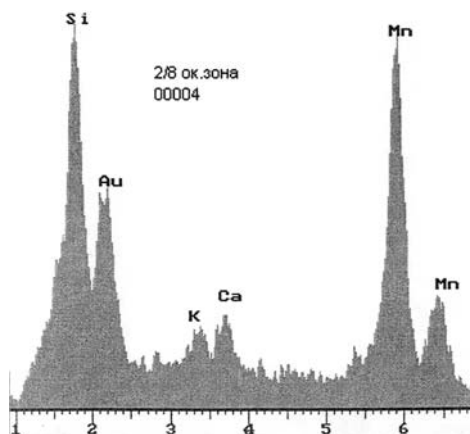


Фиг. 89. ЭДС этой части, слабо марганцевистой

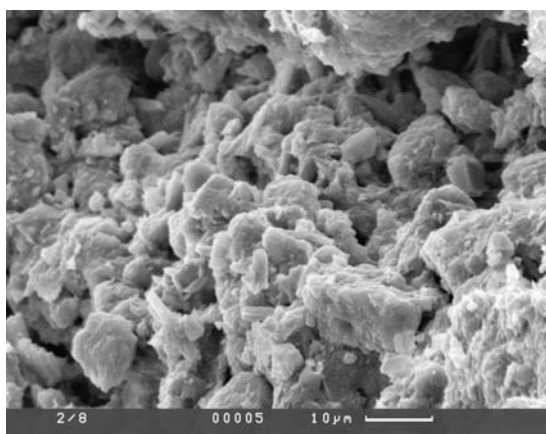


Фиг. 90. Вид менее плотных, кусковатых, глиноподобных участков

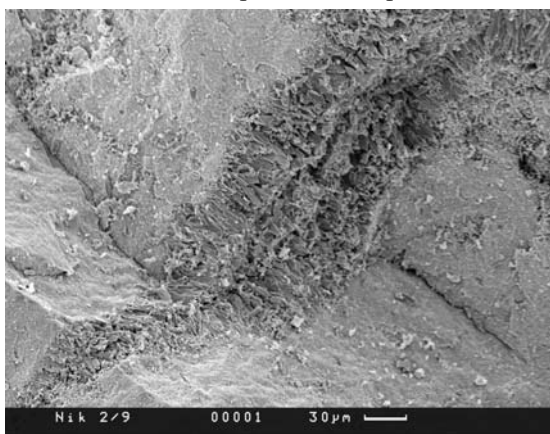




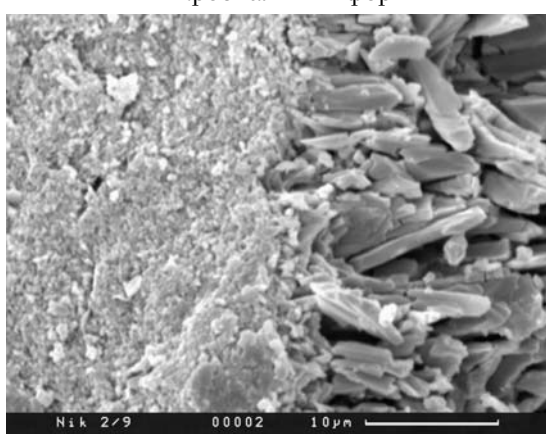
Фиг. 91. ЭДС таких участков с высоким уровнем минерализации и с высокими содержаниями кремнезема



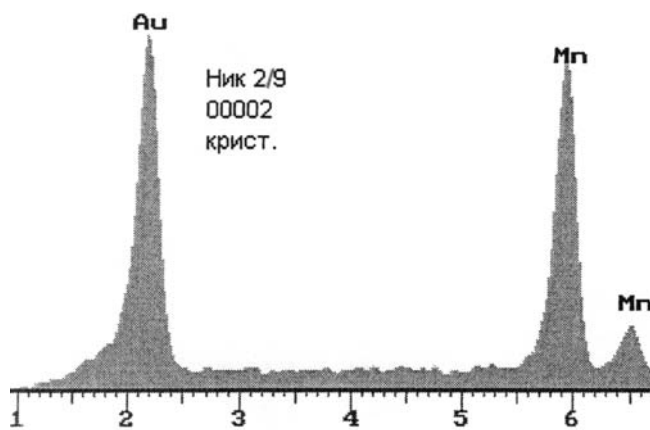
Фиг. 92. Эти участки при большем увеличении; вероятно, отчасти сохраняются реликты микробиальных форм



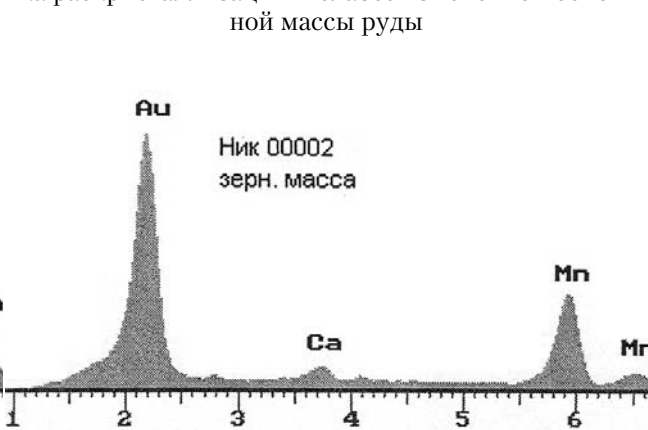
Фиг. 93. Общий вид в СЭМ, обр. 2/9. Хорошо видна участками раскристаллизация руды



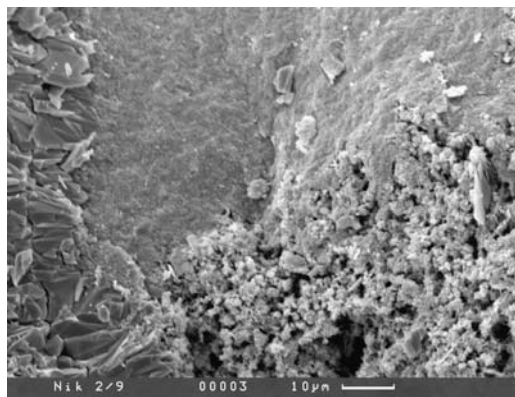
Фиг. 94. Более детально приграничная часть участка раскристаллизации и слабее измененной основной массы руды



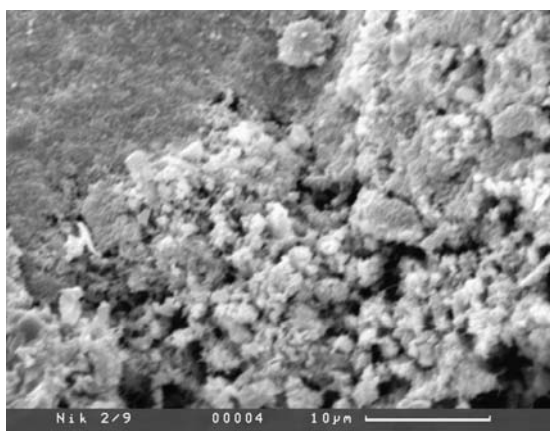
Фиг. 95. ЭДС кристаллической части, с высокой степенью марганцевой минерализации



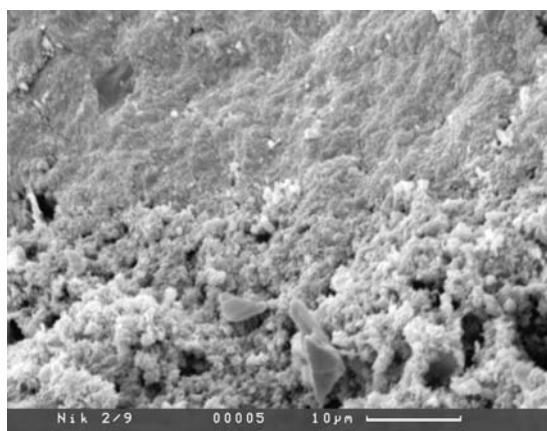
Фиг. 96. ЭДС окружающей массы с меньшей степенью марганцевой минерализации



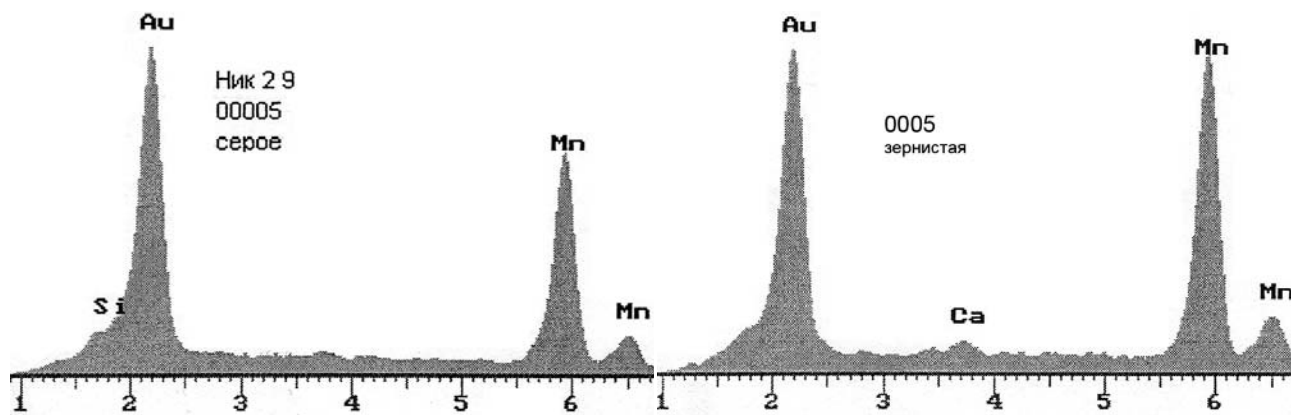
Фиг. 97–99. Участки разной степени изменения руды при разном увеличении



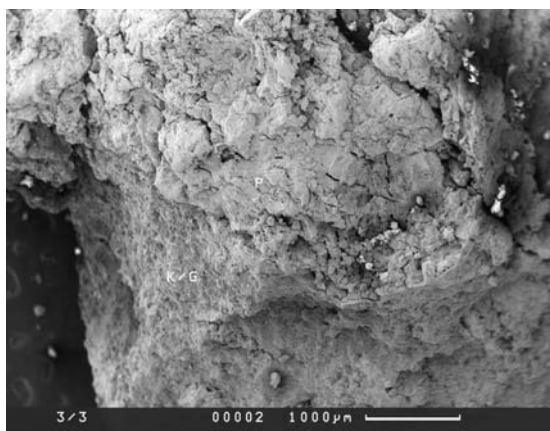
Фиг. 98.



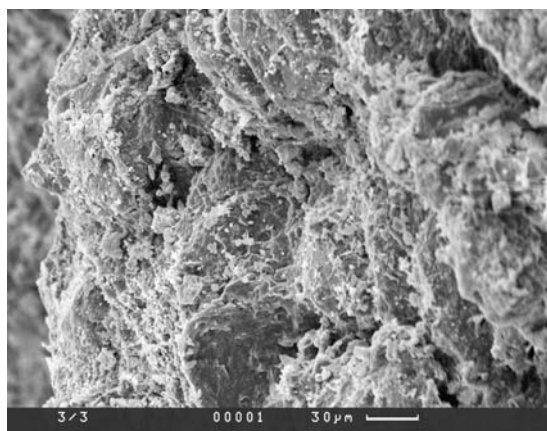
Фиг. 99.



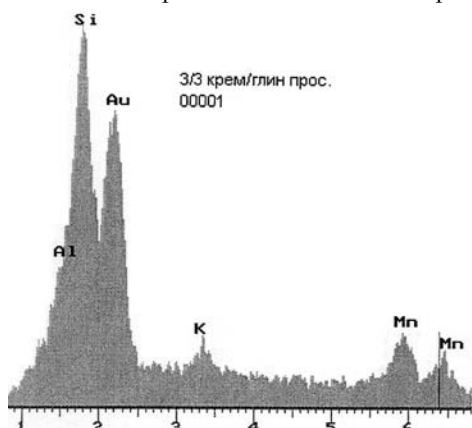
Фиг. 100 и 101. ЭДС разных по степени раскристаллизации участков



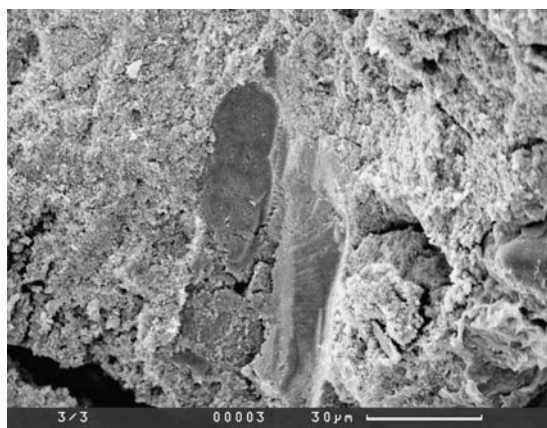
Фиг. 102. Общий вид в СЭМ, обр. 3/3. Хорошо видна относительно более плотная рудная масса внизу и более темные кремнисто-глинистые прослойки



Фиг. 103. Сложение кремнисто-глинистого прослоя

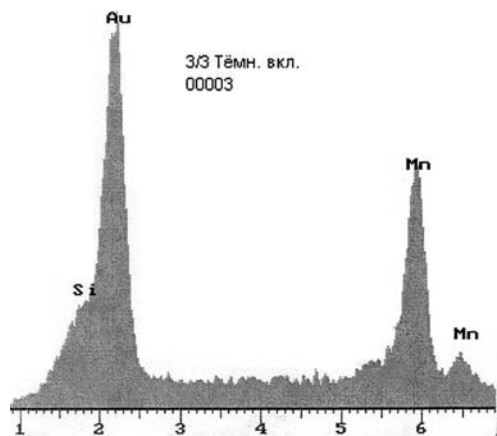


Фиг. 104. ЭДС этого участка, слабо минерализованного марганцем

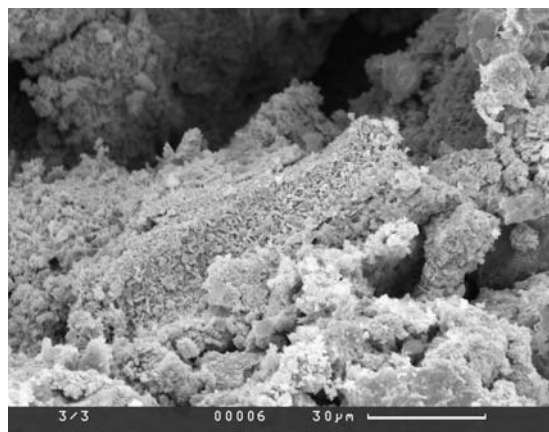


Фиг. 105. Вид рудной части при большем увеличении

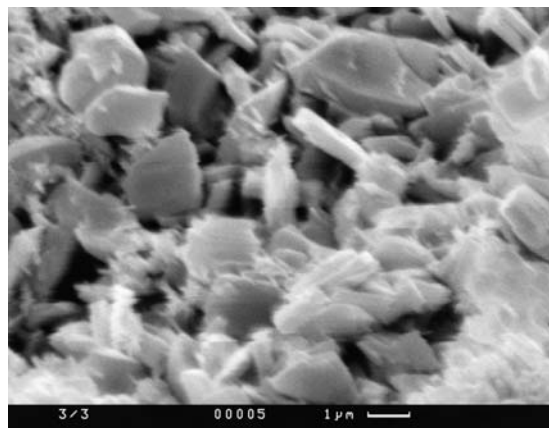
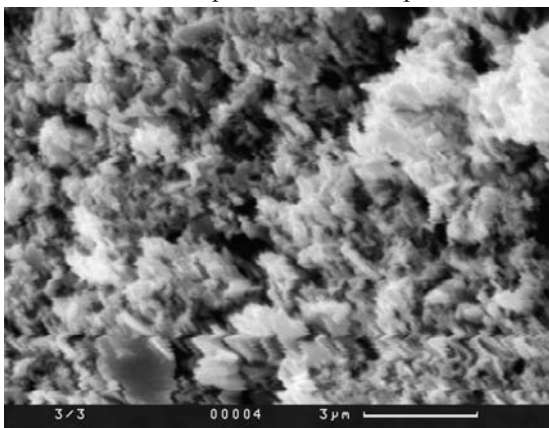




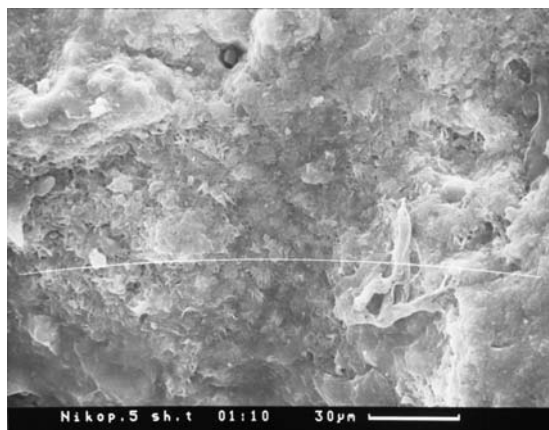
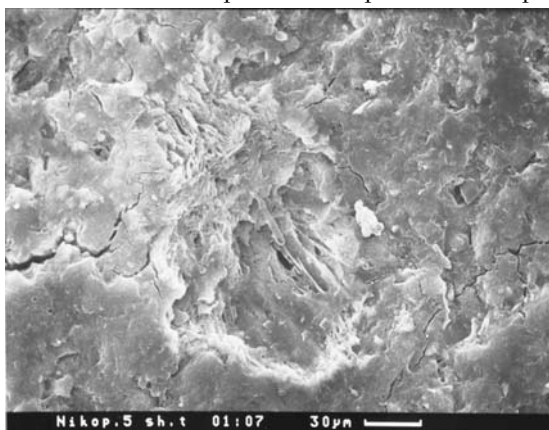
Фиг. 106. ЭДС этой части, которая характеризуется значительной марганцевой минерализацией



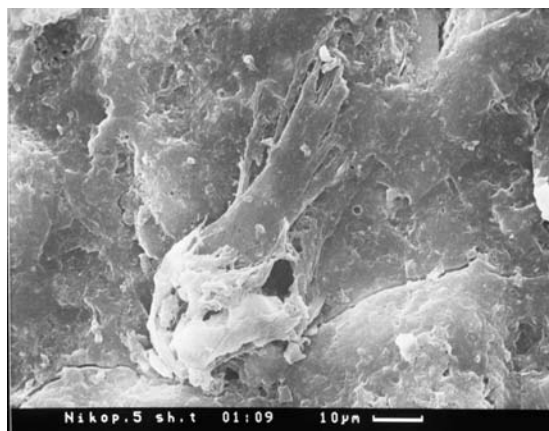
Фиг. 107.



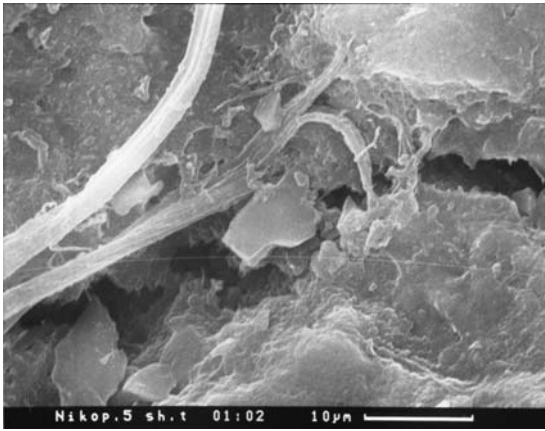
Фиг. 107–109. Сложение рудной части более детально. Видны заметно окристаллизованные, вероятно, первично микробиальные формы, отчасти может быть столбчатые



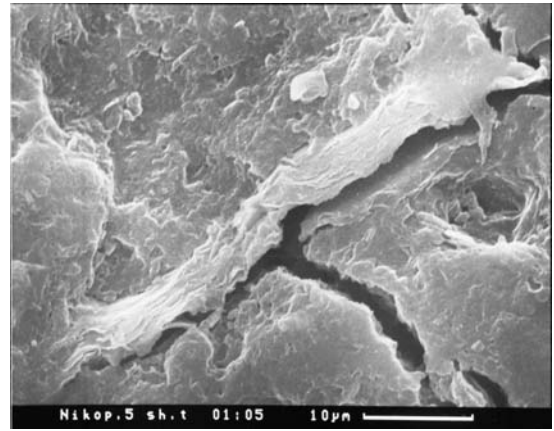
Фиг. 110 и 111. Общий вид в СЭМ, обр. Nikop. 5



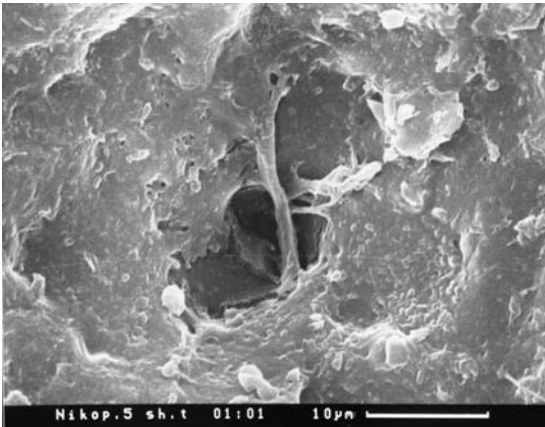
Фиг. 112–116. Видимые после травления различные нитчатые микробиальные формы



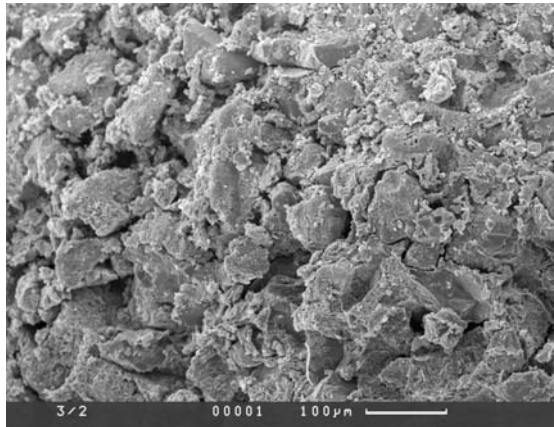
Фиг. 114.



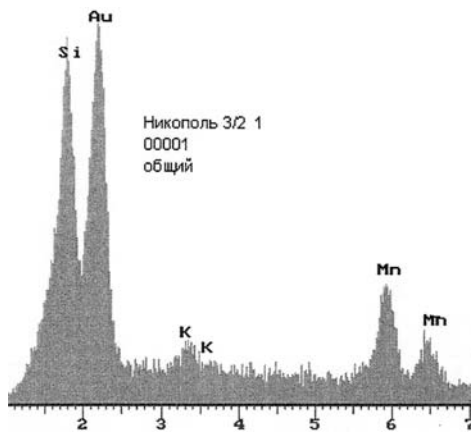
Фиг. 115.



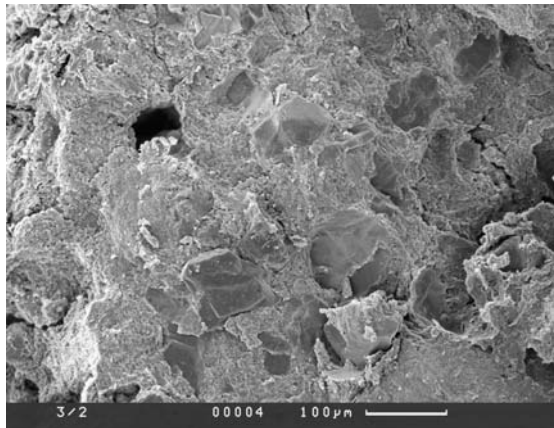
Фиг. 116.



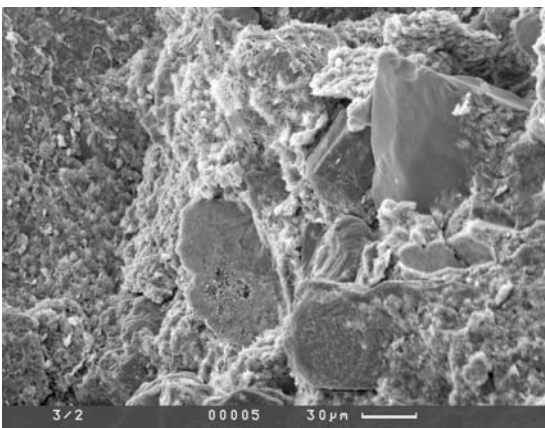
Фиг. 117 и 119. Общий вид в СЭМ, обр. 3/2. Видны обломочные зерна кварца



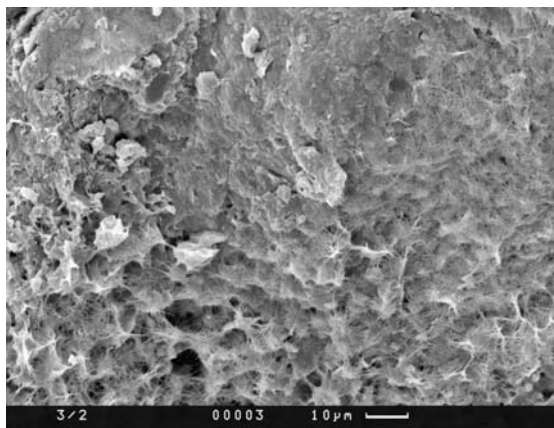
Фиг. 118. ЭДС этой части, указывающие на доминирование кремнезема



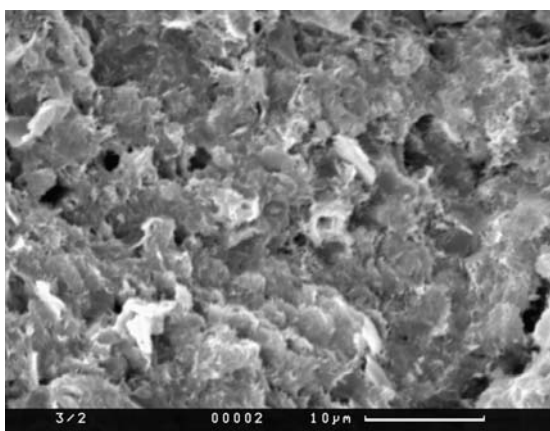
Фиг. 119.



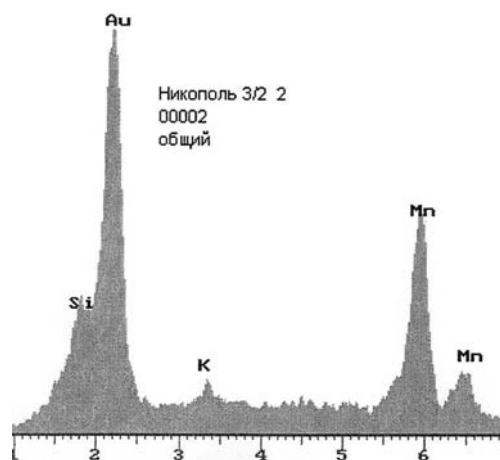
Фиг. 120. Более детально угловатые до полуокатанных зерна кварца



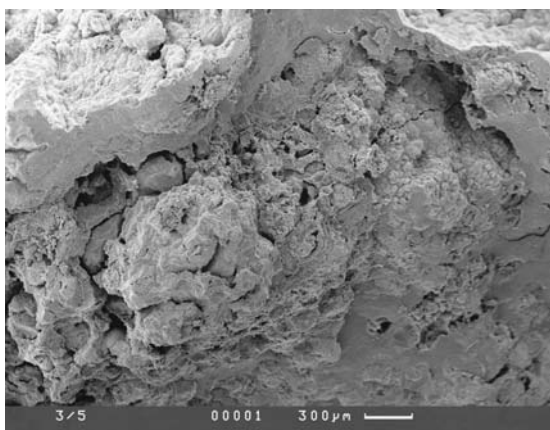
Фиг. 121 и 122. Структура основной массы руды, изначально, вероятно, микробальное



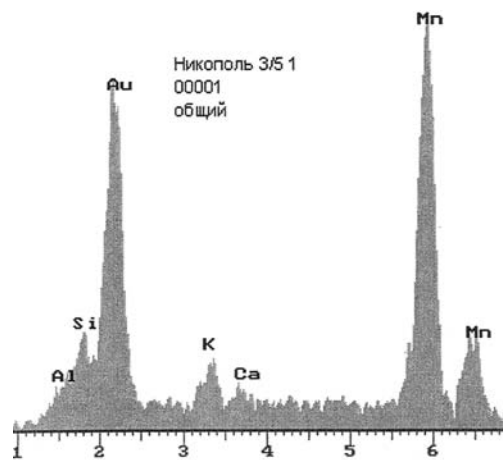
Фиг. 122.



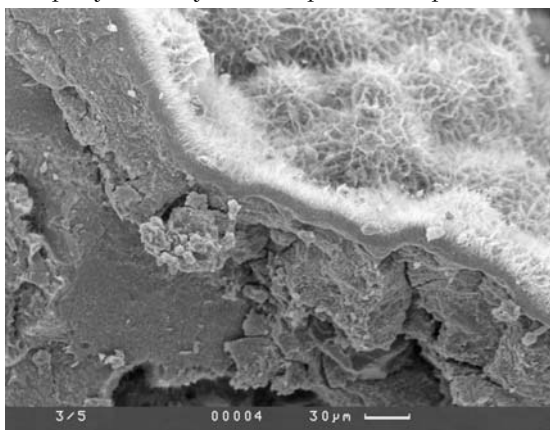
Фиг. 123. ЭДС этой основной массы



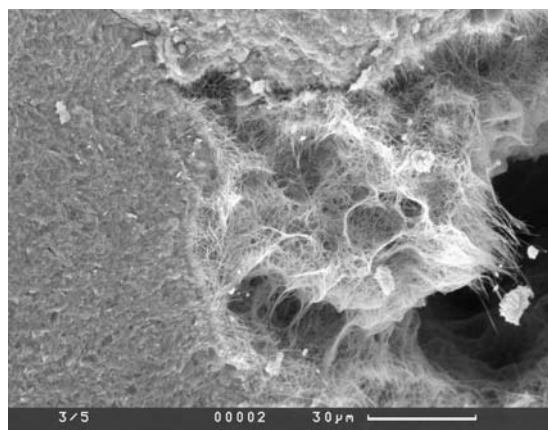
Фиг. 124. Общий вид в СЭМ, обр. 3/5. Характерно присутствие участков разного строения



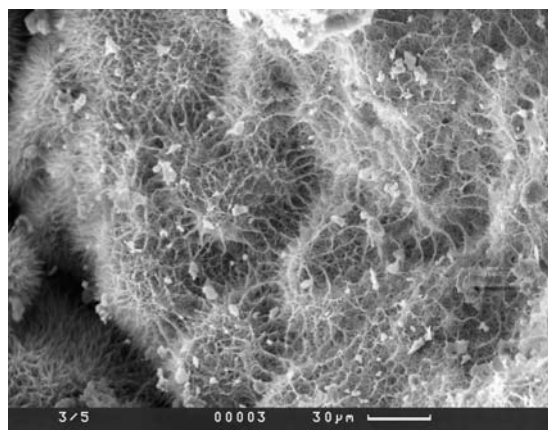
Фиг. 125. ЭДС этой части образца



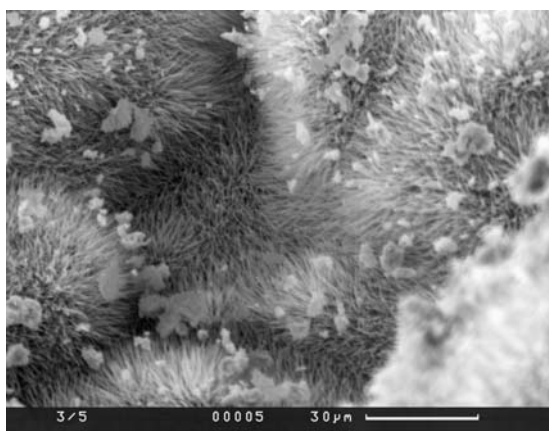
Фиг. 126. При большем увеличении видны участки темные, плотные, отчасти фрагментарные, и светлые пористые участки с развитием системы тонких ажурных нитей, различно ориентированных



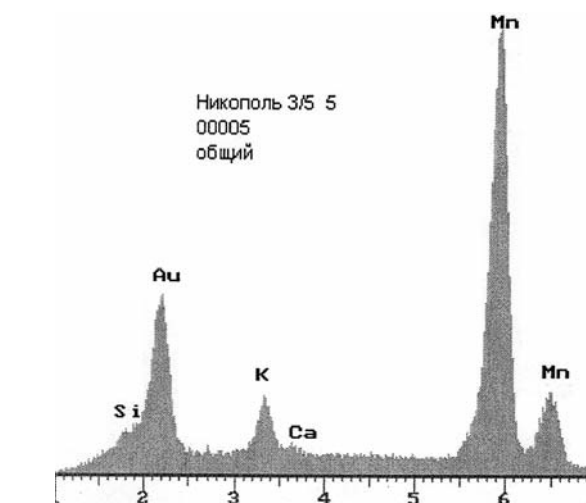
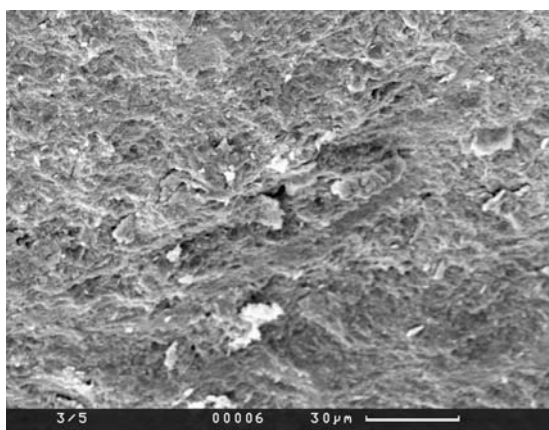
Фиг. 127. То же, более детально



Фиг. 128 и 129. Детали сложения существенно нитчатых (иглочатых?) ассоциаций



Фиг. 129.



Фиг. 130. ЭДС этих участков, с характерным развитием марганцевой минерализации и постоянным присутствием калия

Фиг. 131. Вид плотных участков, сложенных мелкими кокковидными формами при большом увеличении

### 4.3. Мангышлакское марганцевое месторождение, Казахстан

*А.А. Шарков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Мангышлакское месторождение расположено на одноименном полуострове на южном склоне хребта Каратау. Открыто в 1907 г. А.И. Андрусовым [14], затем изучалось М.В. Баярунусом [37], А.Г. Бетехтиным [42], Н.М. Страховым [268] и другими исследователями. В более поздний период его детально исследовали Е.А. Соколова, Ж.В. Домбровская [260], В.И. Дворов [124] и другие специалисты.

Геологическое строение. Месторождение локализовано в олигоценевом бассейне морских отложений майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), представленной однообразным комплексом терригенных, преимущественно глинистых отложений. Оно приурочено к внутренней зоне шельфа олигоценевого бассейна, простирающегося вдоль хребта Каратау, охватывая Чакырганскую синклинали, и протягивается к северо-западу в сторону полуострова Тюб-Караган (рис. 1). Оруденение локализуется в нижней части майкопской серии, в отложениях куюлуской свиты нижнего олигоцена, которые подстилаются карбонатными породами эоцена. Переход от последних к терригенным отложениям олигоцена постепенный, но быстрый, через пачку известковистых глин. Содержания марганца в подрудных глинах около 0,05%, т.е. ниже кларка.

На всей территории месторождения развита толща слабо алевритистых глин и только на северном крыле Чакыргинской синклинали среди них обособляется небольшое тело песчанистых алевритов, которое вызывает особый интерес, поскольку в нем локализуются залежи марганцевых руд. Большая часть разреза состоит из бескарбонатных глин голубовато-серой, табачно-серой окраски. Известковые разности слагают нижние 25 м, при общей мощности олигоцена 320 м. В базальных слоях куюлуской свиты содержания  $\text{CO}_2$  увеличиваются до 5–7% [260, 261]. Выше

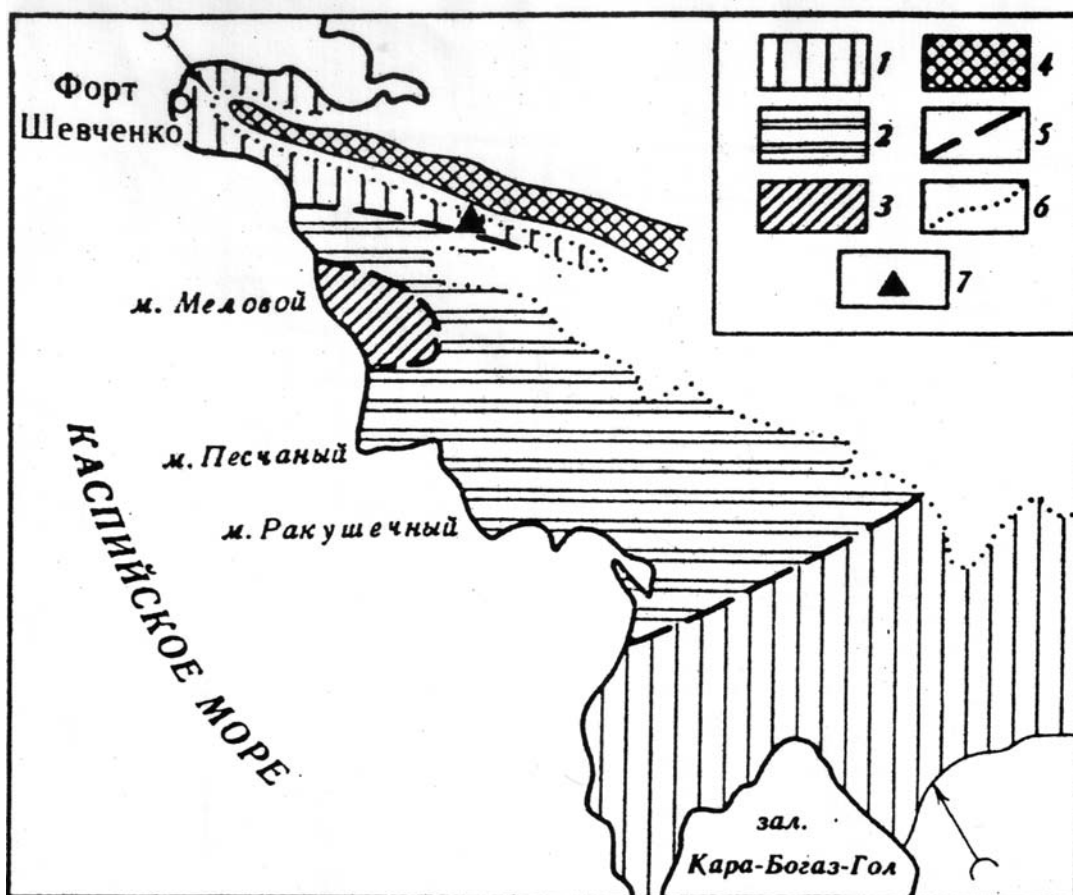


Рис. 1. Схема распределения основных фациальных типов олигоценых отложений по [260]. 1 — мелководные отложения внутренней зоны шельфа; 2 — относительно глубоководные отложения внешней зоны шельфа; 3 — глубоководные отложения континентального склона и центральной котловины; 4 — предполагаемая суша; 5 — граница литолого-фациальных зон; 6 — контуры современного распространения олигоценых отложений; 7 — Мангышлакское марганцевое месторождение. Стрелками показаны главные направления привноса терригенного материала.

по разрезу глины практически бескарбонатные, содержания  $\text{CO}_2$  не превышает 1%. Обломочный алевритовый материал составляет в глинах 12–17%, он представлен кварцем, реже плагиоклазами, в некоторых случаях значительны концентрации глауконита. В глинистой массе часто наблюдается распыленный пирит и мельниковит. Соответственно повышенные содержания железа (до 4,6%) обусловлены такой примесью.

Глинистые минералы представлены смектитами с небольшой примесью гидрослюда, изредка присутствует каолинит.

Продуктивная часть отложений куюлуской свиты представлена пачкой алевритов с подчиненными прослоями алевритистых глин. В нижних слоях ее многочисленный спиккулы губок и значительно меньше остатков радиолярий, а также фораминифер. Заполняющая масса имеет глинисто-опаловый состав. Обломочный терригенный материал составляет 60–90% [260], он кварцевый, в меньшей степени присутствуют измененные полевые шпаты, преимущественно кислые плагиоклазы.

Вверх по разрезу глины сменяются песчано-алевритовыми породами с глинисто-известковистым цементом. Они характеризуются ограниченным распространением, поскольку формировались в результате вторичного перераспределения терригенного материала обусловленного процессами биотурбации [260]. Они локализуются в зоне сочленения северного крыла Чакырганской синклинали с Каратауской мегантиклиналью, образуя тело площадью до 50 км<sup>2</sup> и мощностью до 30 м, в котором локализованы залежи марганцевых руд. В области развития песчаных алевритов нередко встречаются небольшие марганцевистые карбонатные конкреции, содержащие до 52%  $\text{MnCO}_3$  и до 31%  $\text{CaCO}_3$ , но во вмещающих алевритах содержания марганца находятся на кларковом уровне.



В южной части месторождения на продуктивных отложениях согласно, без признаков перерыва, залегают однородные бескарбонатные глины табачно-серого цвета, практически лишенные примеси обломочного материала.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что непосредственно вмещающие руды отложения не отличаются от отложений, значительно удаленных по разрезу от рудных тел. Переход от глин под- и надрудной пачки к залегающим между ними рудоносным песчано-алевритистым отложениям осуществляется довольно быстро, чем объясняется сравнительно резкая очерченность рудной пачки [260]. Глины, непосредственно вмещающие рудные залежи, по составу и геохимическим особенностям близки к глинам, развитым по разрезу свиты вне рудоносной пачки, содержание марганца в них всего 0,05%, что может указывать и на отсутствие источника марганца в период их накопления.

Сравнительный анализ средних содержаний элементов — примесей Fe, Ti, P, Co, V, Cr, Pb и Zn в песчано-алевритовых породах продуктивной пачки и в глинах показал, что в рудовмещающих породах их содержания находятся на более низком уровне, чем в глинах, не превышая кларковых значений [261, 262].

Оруденение. Собственно рудные тела на месторождения представляют скопления стяжений из карбонатов марганца, сосредоточенных в песчано-алевритовой известковистой массе, залегающих ниже зоны окисления. Иногда некоторое увеличение карбонатности связано с присутствием кальцитовых раковин и в редких случаях кальцитовых стяжений.

Оруденение приурочено к верхней части продуктивной пачки и сосредоточено в интервале разреза мощностью 10–15 м, где выделяется несколько пластовых тел и линз, разобщенных интервалами без оруденения. Число и мощности таких тел непостоянны. В северо-западной части месторождения, например, выделяется три-четыре подобных рудных тела (рис. 2). Рудоносные пласты обычно объединяют несколько прослоев, обогащенных марганцевыми стяжениями, погруженными в песчано-алевритовую массу. Степень насыщения разными по составу стяжениями колеблется в довольно широком диапазоне: от 75% объема в наиболее богатых пластах, до единичных включений при выклинивании продуктивной пачки. Форма стяжений изменяется от округлой или лепешковидной до сложноветвящейся, размеры варьируют от долей до десятков сантиметров и даже до 1 м [262]. Карбонатные образования обычно имеют округлую или караваеобразную форму. Все стяжения сложены песчано-алевритовым материалом, сцементированным рудным веществом с примесью кальцита. По составу различаются карбонатные — MnO 5%, оксидные — MnO <5 и полуоксидные стяжения [262].

Для стяжений характерно концентрически-зональное или однородное внутреннее строение. Концентры отличаются составом карбонатов, что наиболее хорошо проявляется при интенсив-

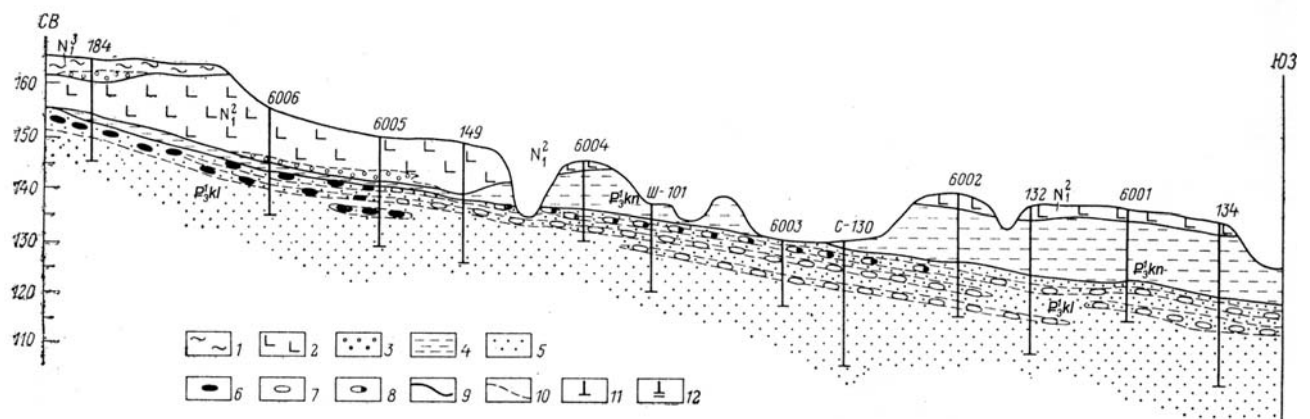


Рис. 2. Разрез через Мангышлакское месторождение марганца [по 262].

1 — ракушечные известняки, мергели, глины, в основании конгломераты; 2 — глины с редкими прослоями известняков и мергелей; 3 — конгломераты; 4 — слабо алевритистые глины; 5 — пески и песчаники; 6–8 — марганцевые руды (6 — оксидные, 7 — карбонатные, 8 — полуоксидные); 9 — стратиграфические границы; 10 — границы литологических тел; 11 — скважины; 12 — шурфы. Нижний олигоцен:  $P_3^1kl$  — кулуская свита;  $P_3^1kp$  — кенджалинская свита;  $N_1^2$ – $N_1^3$  — отложения неогена.



ном окислении первичных карбонатов марганца, когда явно обособляется ядро от окружающих его концентров (фиг. 1). Ядра, как правило, состоят из рыхлой, сыпучей песчано-алевритовой массы, которая не редко сцементирована карбонатами Mn и Ca (фиг. 2). Во внешних концентриках цемент из оксидов марганца с реликтами его карбонатов. Во всех стяжениях с концентрически-зональным сложением минимальные содержания марганца фиксируются в ядрах (среднее 0,09%), а к периферии увеличивается и достигает максимума во внешних концентриках. В оксидных стяжениях обычно хорошо проявлены два концентрика, отличающиеся составом рудного вещества: во внутренних частях обломочный материал погружен в карбонатную массу, либо образуют в ней пятнистые и прожилковые скопления, или цементируется полуокисленными карбонатами марганца, иногда совместно с кальцитом. Стяжения, сложенные оксидами марганца, принято в регионе относить к типу кариолитов [262], состоящих из ядра и рудной оболочки (фиг. 3), подразделяющейся на внешний и внутренний концентры. Форма их изменяется от эллипсоидной до сложно-ветвистой. В азональных стяжениях при их частичном окислении оксиды марганца либо равномерно пигментируют карбонатную массу, либо образуют в ней пятнистые и прожилковые скопления.

В карбонатных марганцевых стяжениях установлены родохрозит, манганокальцит и кальцит, которые цементируют алевритовый материал [260]. Содержание марганца в таких стяжениях изменяется от 10 до 18%, составляя в среднем 15% (табл. 1).

В оксидных стяжениях выявлены тодорокит, криптомелан, бернессит и пиролюзит [261], причем тодорокит и криптомелан являются главными рудными минералами внутренних концентров, а бернессит развит в поверхностных частях. Пиролюзит менее распространен, образует щетки по стенкам пустот и замещает в них выщелоченные органические остатки.

Химические анализы карбонатных и оксидных стяжений приведены в табл. 1.

Представления об условиях формирования. Прежде всего, интерес вызывают условия формирования стяжений, которые исследователи месторождения рассматривают как конкреции, рост которых происходил в результате стягивания карбонатов марганца вокруг определенных центров, то есть в процессе миграции вещества в направлении к центру конкреций. Иной механизм возможен при формировании кариолитов по карбонатным конкрециям. В ходе их окисления соединения марганца мигрировали в противоположном направлении — от центра конкреции к ее периферии, в результате чего форма и строение исходной карбонатной конкреции видоизменялось и приобретала ветвящийся облик кариолитов [261]. Полагают, что поэтому стяжения месторождения отличаются от подобных стяжений Никопольского месторождения, что объясняют различиями в условиях образования. Полагают, что Никопольское месторождение формировалось в относительно более глубоководной центральной части Майкопского бассейна, а Мангышлакское — в мелководной на его окраине. При этом для них характерна кратковременность периода формирования рудных залежей.

До настоящего времени не решен вопрос о фациальной принадлежности песчаных отложений продуктивной пачки, поскольку эрозионным срезом уничтожена ее северная часть, которая непосредственно примыкала к олигоценовой береговой линии. По мнению ряда исследователей [261] рудоносные отложения накапливались во внешней части подводной дельты и могут рассматриваться как гидродинамически активные образования.

Для Мангышлакского месторождения в качестве источника сноса соединений марганца и терригенного материала рассматривается суша в районе Каратауской мегантиклинали, но присутствие в подрудных глинах только смектитов и гидрослюд, при крайне низких содержаниях каолинита указывает, что в период их накопления в области сноса отсутствовала зрелая кора выветривания [261]. Высказано две концепции происхождения марганцевых руд месторождения: осадочная и вулканогенно-осадочная. Первая была предложена А.Г. Бетехтиным [42], и позднее уточнялась. Соединения марганца, по этой концепции, поступали в морской бассейн из кор выветривания прилегающей суши по породам, первоначально обогащенным марганцем. Марганец поступал с водосборов в растворенном виде (по Н.М. Страхову в двухвалентной бикарбонатной форме), причем миграция его происходила совместно с обломочным материалом. Перенос осуществлялся реками в прибрежную зону шельфа, гидроокислы выпадали в осадок одновременно с песчано-алевритовым материалом, в котором образовывались стяжения [268].

Таблица 1

## Химический состав карбонатных и оксидных марганцевых стяжений [по 262]

Вид стяжений	Содержание компонентов, в %														Сумма
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	MnO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	ППП	
Карбонатные	50,52	7,20	1,84	0,33	16,88	0,52	0,30	3,91	2,16	2,24	11,0	—	0,09	3,48	100,47
	39,10	3,55	6,96	0,31	10,78	0,83	13,69	—	1,71	2,08	16,45	0,21	0,04	4,15	99,66
	30,46	4,82	2,64	0,20	9,90	1,56	20,63	1,52	1,58	1,36	20,20	0,05	0,02	4,53	99,48
Среднее	24,57	3,73	5,38	0,26	8,99	0,84	23,52	—	1,49	1,27	21,50	1,55	—	6,33	99,43
	36,16	4,82	4,20	0,27	11,63	0,94	14,53	2,71	1,73	1,81	17,30	0,60	0,05	4,60	99,77
Оксидные	33,52	5,76	4,64	0,23	4,60	0,73	2,54	35,43	1,60	2,13	—	0,05	0,09	8,53	99,85
	39,30	9,81	3,77	0,26	3,28	0,48	1,33	31,29	2,14	2,91	—	0,51	0,42	4,84	100,34
	43,21	6,30	3,62	0,26	0,74	0,99	2,48	31,19	1,69	2,62	—	0,06	0,22	6,90	100,30
Среднее	41,80	6,70	2,74	0,25	2,93	0,65	2,38	30,58	2,39	2,30	—	0,02	0,03	6,59	99,36
	39,20	7,4	3,70	0,25	2,88	0,71	2,18	32,12	1,97	2,49	—	0,16	0,19	6,85	99,96

Второй концепции придерживаются И.П. Дружинин с соавторами [130], которые применительно к месторождению развивали представления Г.С. Дзоценидзе относительно генезиса Чиа-турского месторождения [127]. Эта концепция вызвала серьезные возражения исследователей, поскольку в отложениях нижнего олигоцена нет никаких признаков вулканической деятельности.

С точки зрения А.А. Шаркова, обособленное положение рудоносной песчано-алевритовой фации можно объяснить, тем, что она образовалась в результате размыва ранее существовавшего марганцевого оруденения в отложениях узунбасской свиты на северном крыле Каратауской мегантиклинали. В куюлуское время оно подверглось размыву речными водами и переносу соединений марганца в дельтовую часть реки, где происходило выпадение марганца одновременно с осаждением отмытого песчаного материала. Позднее, в стадию диагенеза, сформировались стяжения карбонатов марганца, а затем, в результате окисления, вторичные марганцевые стяжения и кариолиты.

Результаты изучения в СЭМ. В СЭМ изучались марганцевые стяжения разного характера, из личной коллекции А.А. Шаркова.

Обр. 3м предварительно был протравлен. Его общий вид представлен на фиг. 4. Он имеет массивное сложение с большим количеством обломочного материала. ЭДС (фиг. 5) показывает высокое содержание Si и Mn. При больших последовательных увеличениях (фиг. 6–13) видно, что основная минерализованная марганцем (см. ЭДС — фиг. 8) часть стяжения явно представляет собой микробиальную массу из тонких нитей, возможно частично за счет кристаллизации гликокаликса.

Обр. 8м не очень отличается, его общее строение аналогично предыдущему, вначале он рассматривается в нетравленном виде (фиг. 14 и 15). Угловатые обломки явно кварцевые (фиг. 16). В основной массе доминируют тонкие нитчатые формы (фиг. 17, 18, 20, 22), возможно актиномицеты. Характерно, что они сложены марганцем (фиг. 19). Но некоторая часть заполняющей массы, вероятно, представляет и кокковидные микробиальные формы.

Этот же образец был протравлен и более четко проявилось соотношение между обломочной терригенной фракцией и основной массой (фиг. 23, 24). Более четко в основной массе просматривается ее микробиальный характер (фиг. 25–27).

Следующий обр. 4м также не очень отличается, он травленный, также богат кремнеземом и марганцем (фиг. 28 и 29). В основной массе по мере увеличения (фиг. 30–35) хорошо видны однообразные бактериальные формы, особенно актиномицеты, они интенсивным образом минерализованы марганцем (фиг. 33).

Обр. 9м уже характеризует несколько окисленное стяжение. Общий вид его в принципе аналогичен (фиг. 36 и 37), как и ЭДС (фиг. 38) основной массы (фиг. 39), но участками происходит полная кристаллизация основной массы (40, 41).

Обр. 15б представляет полностью окристаллизованную основную массу стяжения (фиг. 42), но преимущественно состоящую из железа (фиг. 43).

Заключения по результатам изучения в СЭМ. Поскольку носителями оруденения на месторождении являются марганцевые стяжения, как состоящие из карбонатов марганца, так и окисленные (точнее — окисленные), то главной задачей являлось понять природу стяжений. По полученным наблюдениям становится понятным, что носителем оруденения в стяжениях является основная, микритовая масса, которая представляет, скорее всего, микробиальные скопления с рассеянными в этой массе остроугольными, почти не окатанными, преимущественно кварцевыми зернами песчано-алевритовой размерности. Именно эти максимально минерализованные массы и определяют качество конкреций по содержанию марганца. Среди них есть нитчатые и кокковидные формы и, возможно актиномицеты, а также и продукты раскристаллизации гликокаликса.

Окисленные разности, как и всегда, характеризуются кристаллизацией этой основной массы, ведущей практически к образованию микрокристаллических структур.

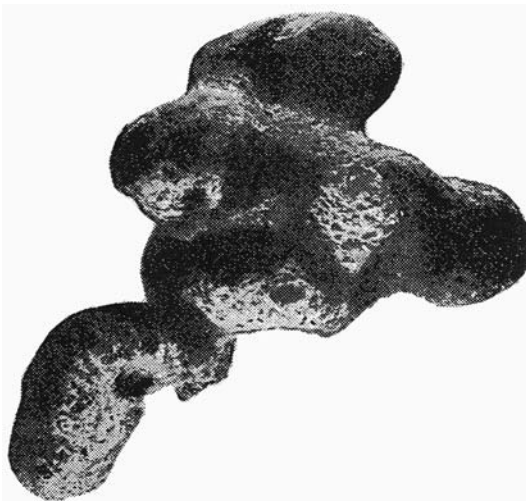
Крайне слабая окатанность терригенного материала скорее говорить о сравнительной близости области сноса. Присутствие микритовой, существенно микробиальной основной массы также скорее говорит о достаточно мелководных условиях, но сам факт их развития указывает на спокойные затишные условия, скорее значительно закрытых лагун, не подверженных влиянию штормов и т.п. Марганец мог поступать только из иловых вод и обилие органики благоприятствовало его осаждению путем репликации на биологической матрице.



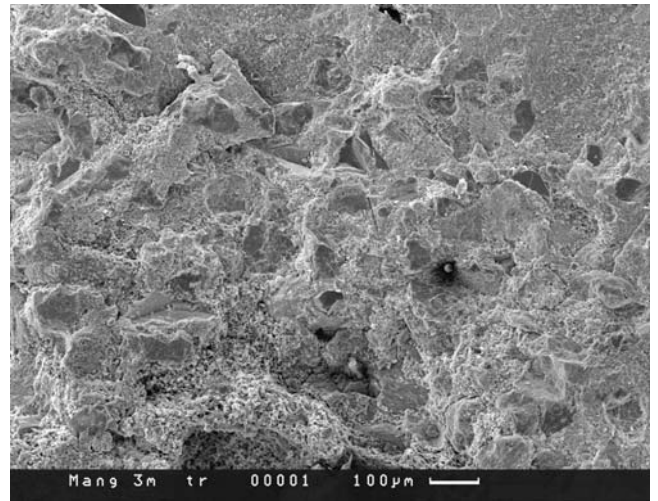
Фиг. 1. Стяжение оксидных марганцевых руд (натур. вел.)



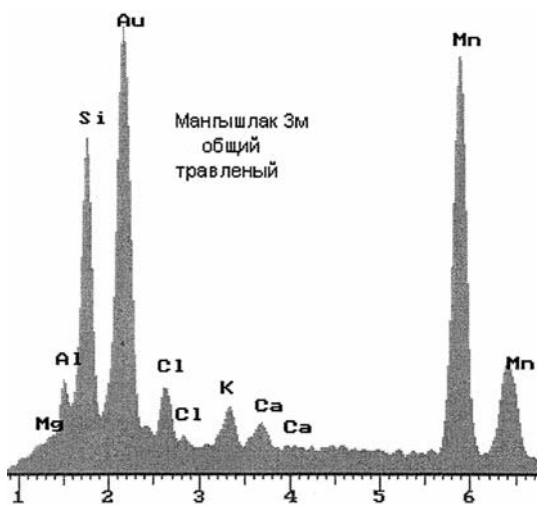
Фиг. 2. Стяжение оксидного состава с ядром из безкарбонатного алевролита (натур. вел.)



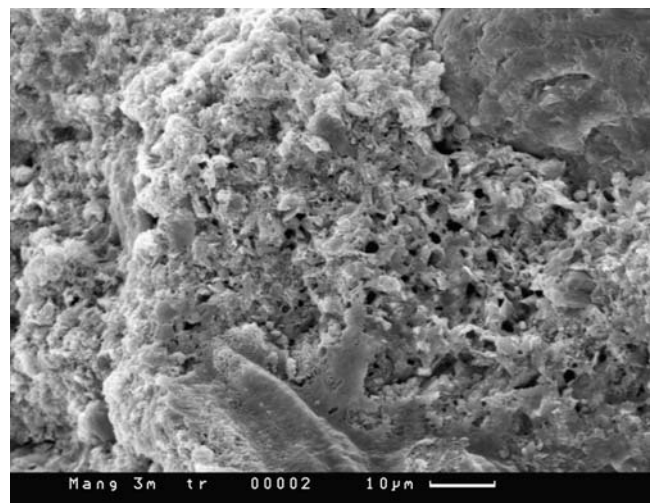
Фиг. 3. Кариолит оксидного состава



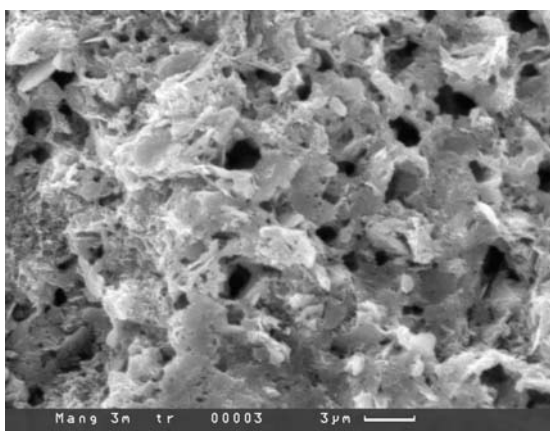
Фиг. 4. Общий вид стяжения (обр. 3м) массивного сложения с отчетливым присутствием обломочного материала



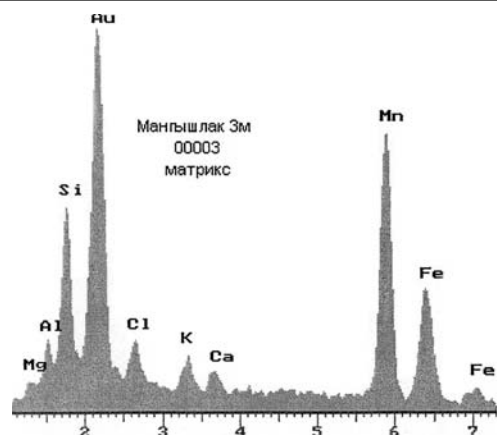
Фиг. 5. Общий анализ ЭДС стяжения 3м



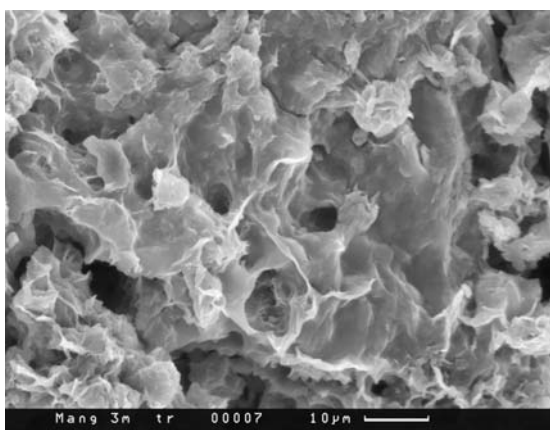
Фиг. 6.



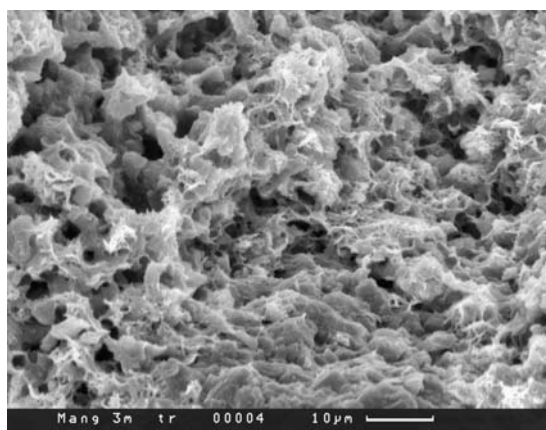
Фиг. 7.



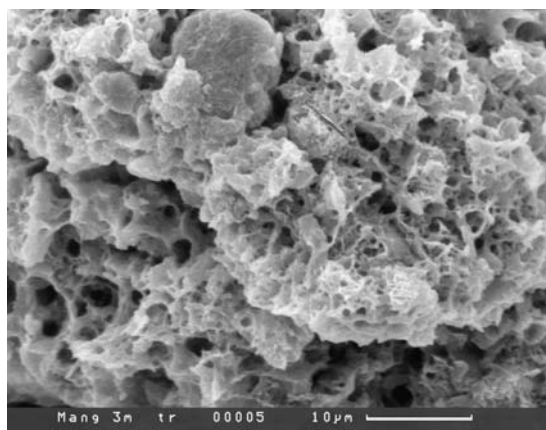
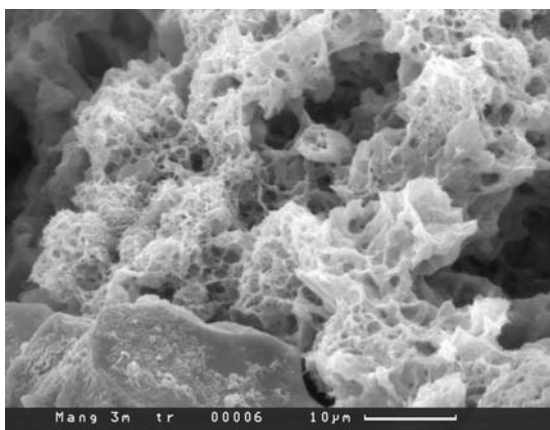
Фиг. 8. ЭДС обр. 3м



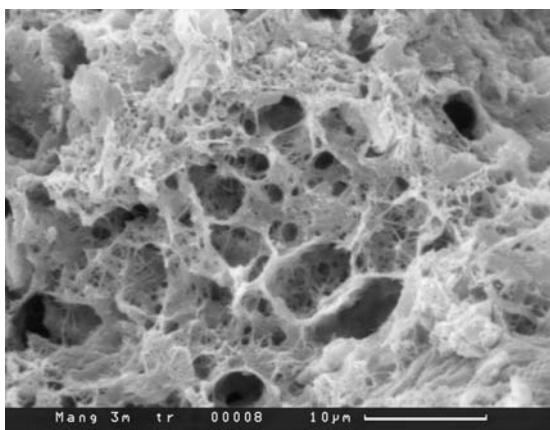
Фиг. 9.



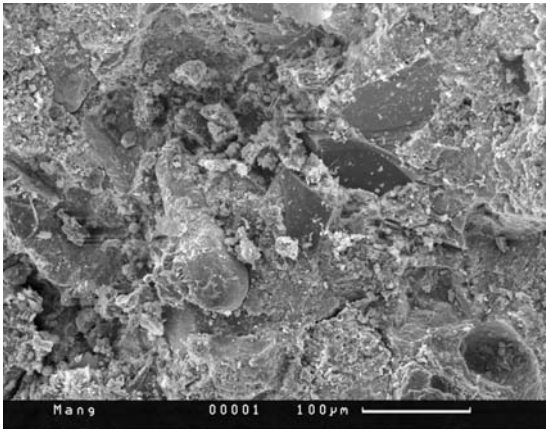
Фиг. 10.



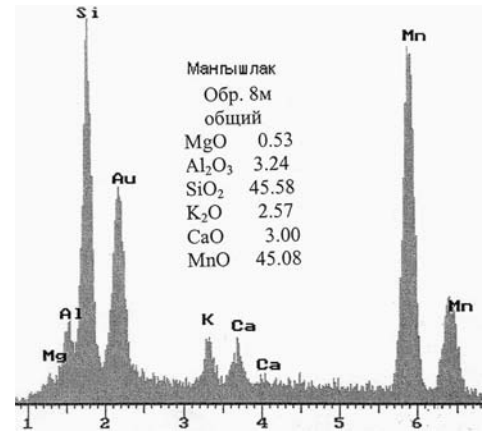
Фиг. 11. Фиг. 6–13. Разные фрагменты образца 3м. При больших увеличениях видно, что основная минерализованная марганцем (см. ЭДС фиг. 8) часть образца представляет собой микробную массу из тончайших нитей и минерализованный гликокаликс



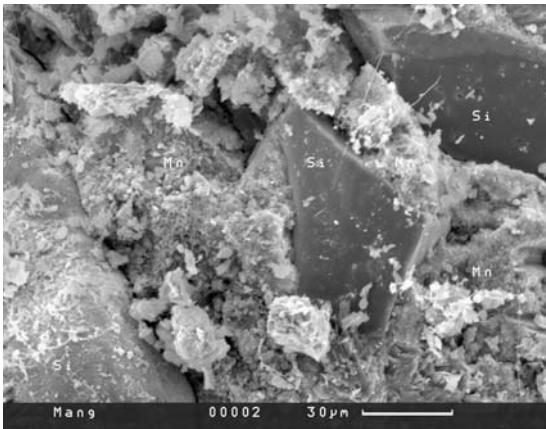
Фиг. 13.



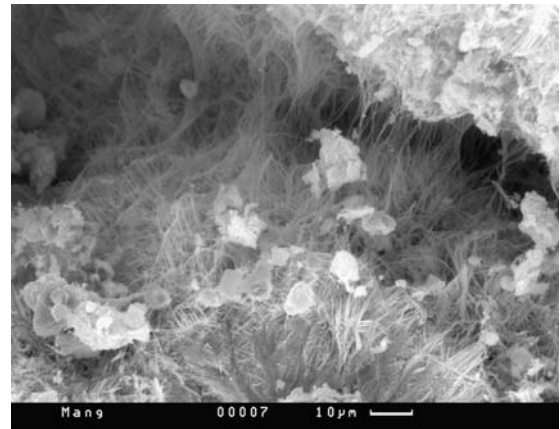
Фиг. 14. Общий вид стяжения обр. 8м, аналогичен обр. 3м, образец нетравлен



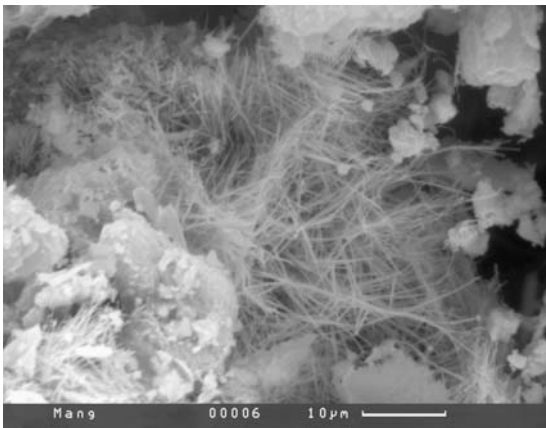
Фиг. 15. Общий анализ ЭДС стяжения 8м



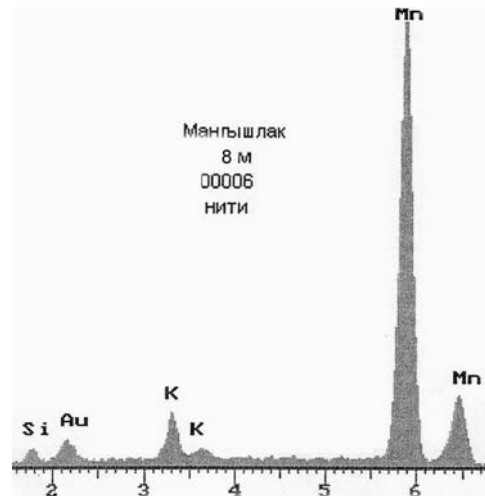
Фиг. 16. Фрагмент образца 8м с угловатыми кварцевыми обломками



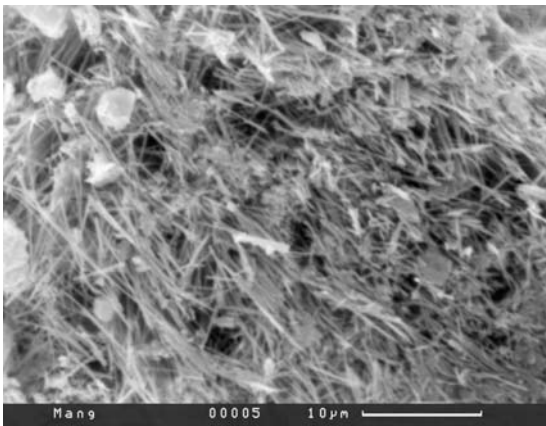
Фиг. 17–18, 20, 22. В основной массе образца доминируют тонкие нитчатые формы, возможно, актиномицеты, все они сложены марганцем



Фиг. 18.

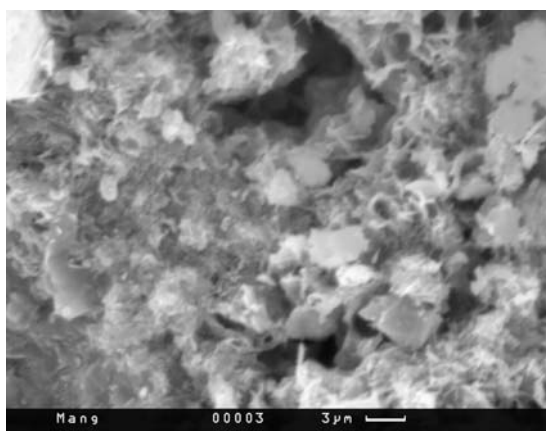
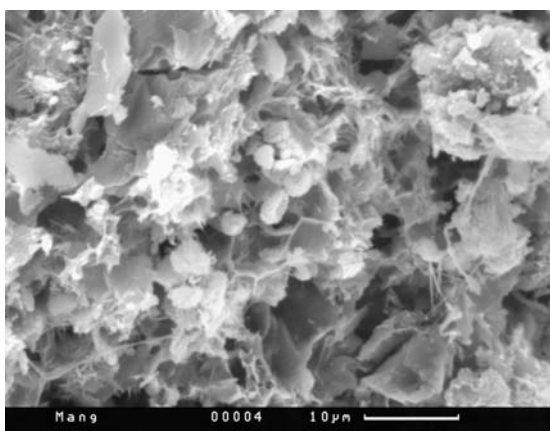


Фиг. 19. ЭДС нитчатых форм

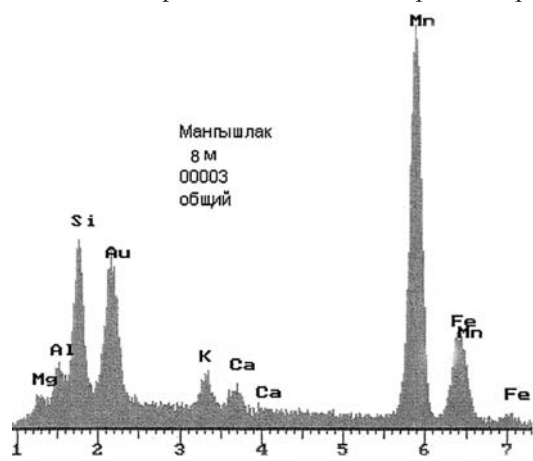


Фиг. 20.

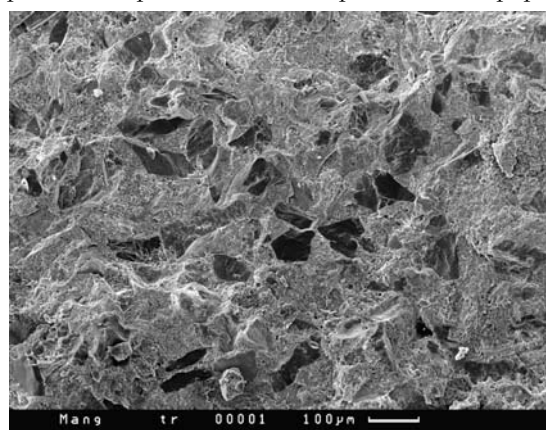




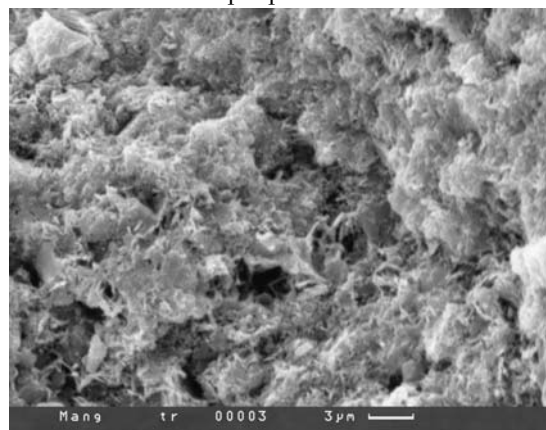
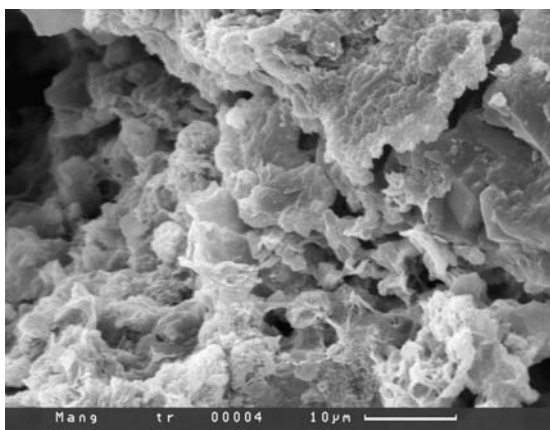
Фиг. 21–22. Фрагмент стяжения обр. 8м, образец протравлен. Хорошо видны микробиальные формы



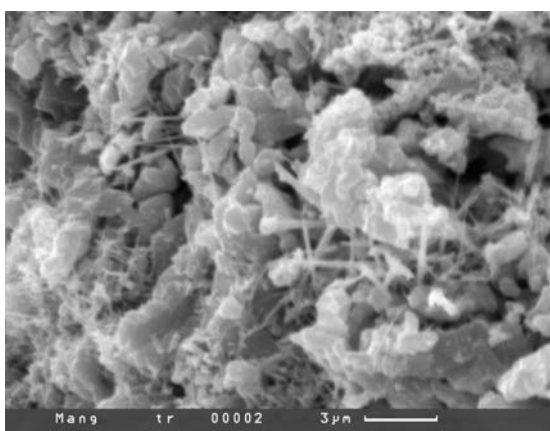
Фиг. 23. ЭДС фиг. 24



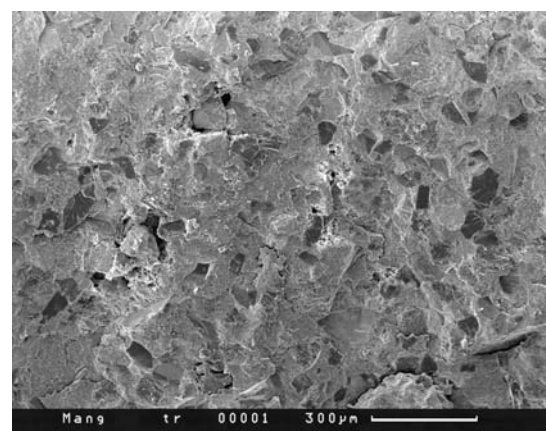
Фиг. 24. Общий вид стяжения обр. 8м, образец протравлен



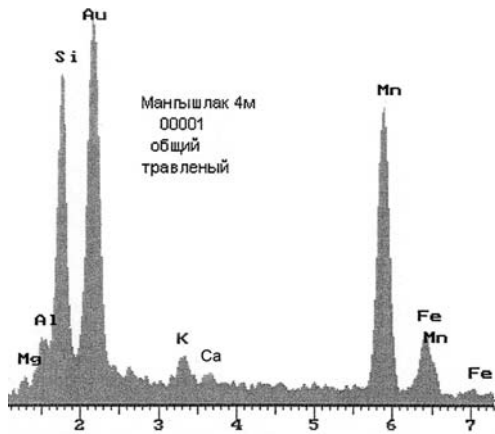
Фиг. 25–27. Фрагмент стяжения обр. 8м, образец протравлен. Хорошо видны микробиальные формы



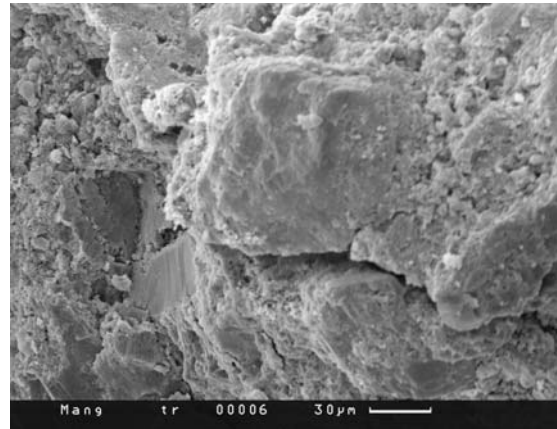
Фиг. 27.



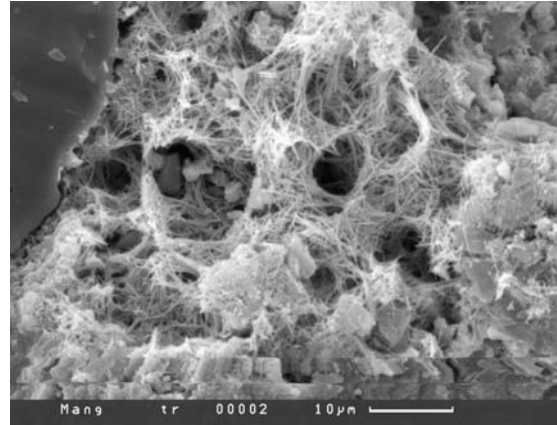
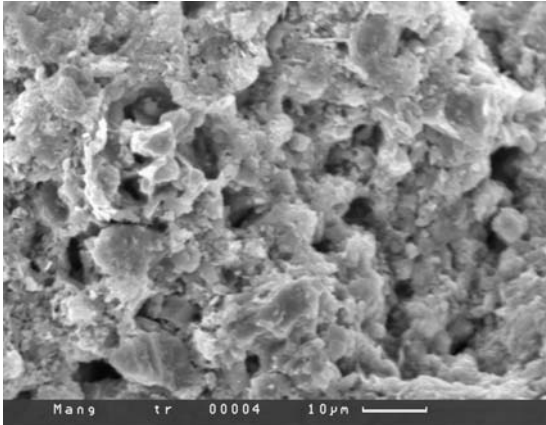
Фиг. 28. Общий вид стяжения обр. 4м, образец протравлен



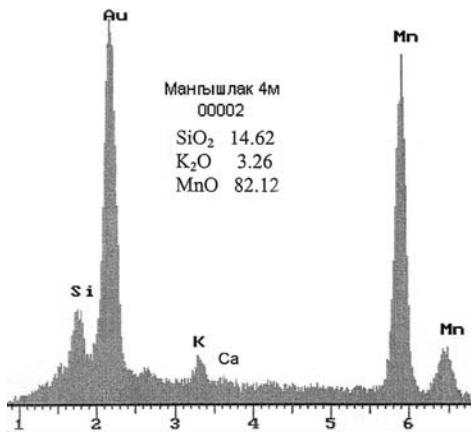
Фиг. 29. Общий анализ ЭДС стяжения 4м



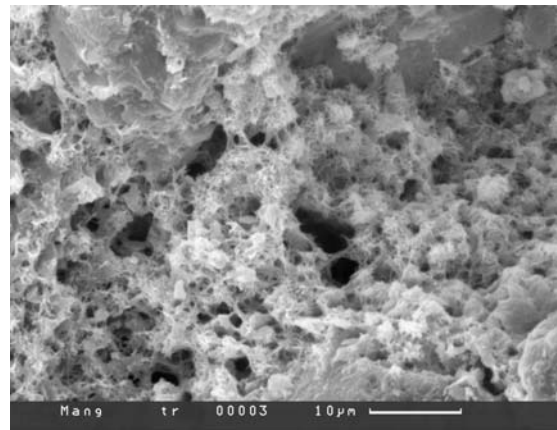
Фиг. 30. Фрагмент стяжения обр. 4м



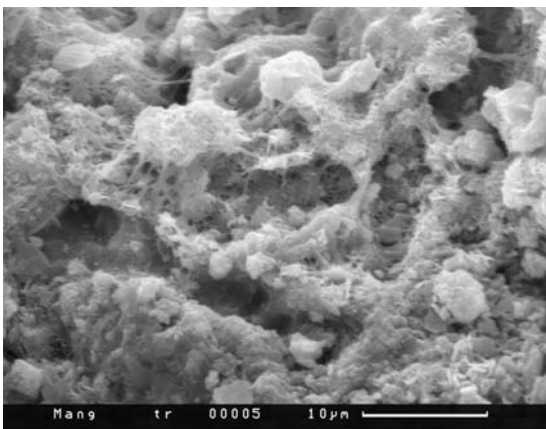
Фиг. 31–32, 34, 35. Фрагменты стяжения обр. 4м при больших увеличениях. Хорошо видны разнообразные бактериальные формы, особенно актиномицеты



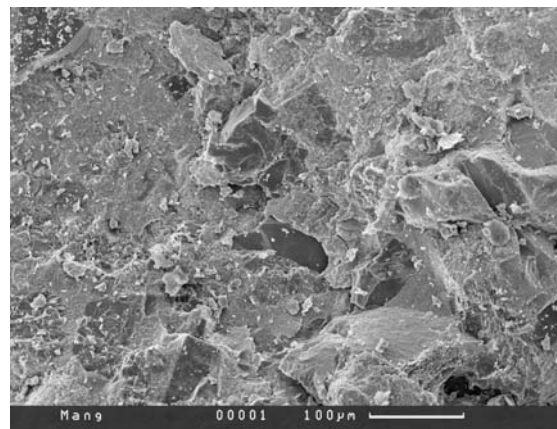
Фиг. 33. ЭДС нитчатых форм



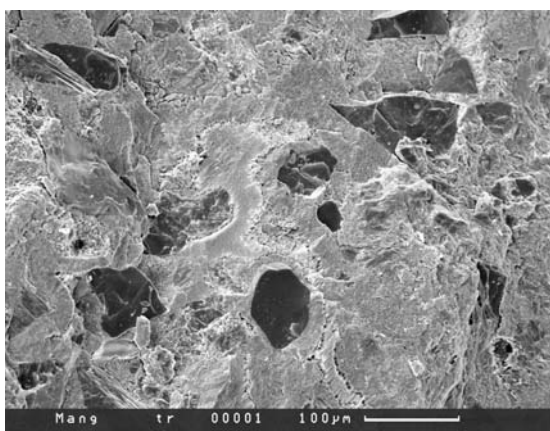
Фиг. 34.



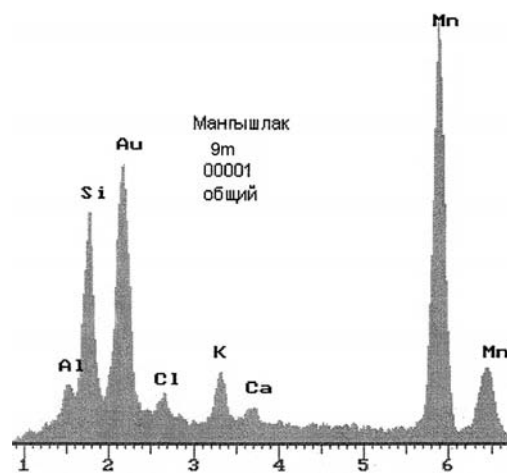
Фиг. 35.



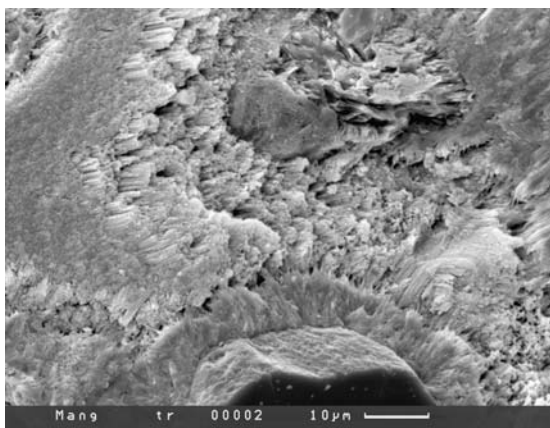
Фиг. 36. Общий вид стяжения обр. 9м, не травленный



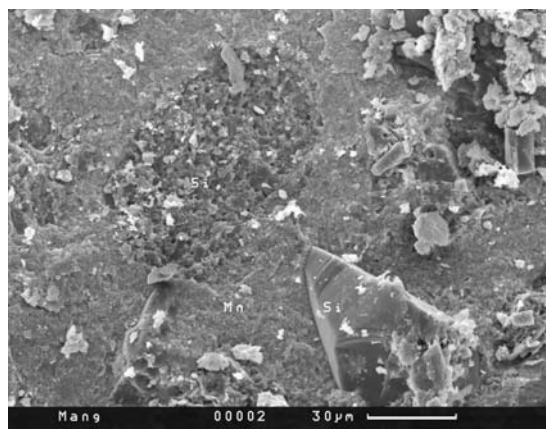
Фиг. 37. Общий вид стяжения обр. 9м, травленный



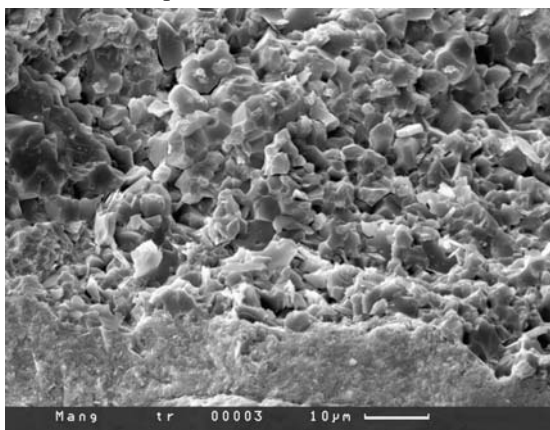
Фиг. 38. Общий анализ ЭДС стяжения 9м



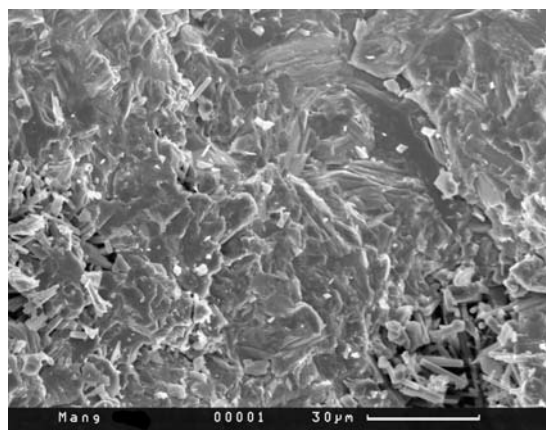
Фиг. 39. Фрагмент обр. 9м, при большом увеличении. Видна кристаллизация основной массы



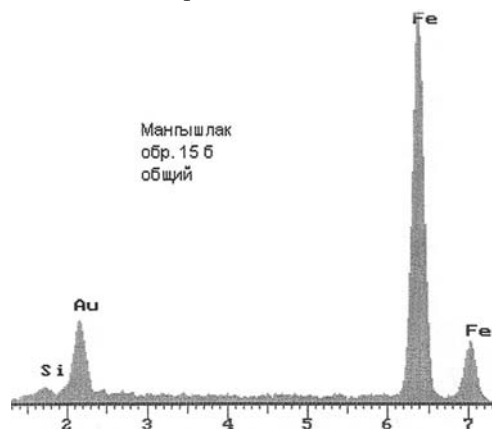
Фиг. 40. Фрагмент обр. 9м, при большом увеличении. Видна полная кристаллизация основной массы и обломок кварца



Фиг. 41. Фрагмент обр. 9м, при большом увеличении. Видна полная кристаллизация основной массы



Фиг. 42. Полностью окристаллизованная масса стяжения обр. 156



Фиг. 43. ЭДС стяжения. Общий анализ 156

#### 4.4. Железомарганцевые конкреции в бокситах месторождения Посус ди Калдас, Бразилия

*А.Д. Служин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Месторождение бокситов Посус ди Калдас включает в верхней части бокситового разреза, многочисленные железомарганцевые и марганцевые конкреции, которые и являются целью настоящего рассмотрения.

Месторождение находится в штате Минас-Жериас в гористой местности на абсолютных отметках 1300–1650 м над уровнем моря. Бокситы покрывают поверхность почти круглого щелочного массива, площадью около 800 км<sup>2</sup>, диаметром 30–33 км. Интрузия предположительно мелового возраста состоит, главным образом, из фойяитов, тингуаитов, фонолитов. Массив сохранился в виде кальдеры с возвышающимися краями, которые выше окружающей равнины, сложенной докембрийскими гнейсами, примерно на 650 м. Центральная часть метров на 300 ниже краев. Бокситы развиты, главным образом, в северной части, покрывая как возвышающиеся края, так и центральную депрессию, исключая площади, где щелочные породы гидротермально изменены (серицитизированы). На возвышенных краях кальдеры бокситы покрывают вершины и склоны холмов с крутизной до 30°. На вершинах и верхних частях склонов холмов бокситы непосредственно контактируют со свежими материнскими породами; в нижних частях между ними развит сапролитовый горизонт. В центральной части кальдеры бокситы покрывают вершины пологих холмов и обычно подстилаются сапролитами, постепенно вниз по склонам переходя в латериты. Широкие плоские долины здесь заняты корой выветривания из белых огнеупорных каолинистых глин. Анализ палеоклиматических данных указывает, что образование бокситов могло начаться в палеоцене и процесс продолжается по сей день. Более подробное описание месторождения дано ранее [286].

Полный профиль коры выветривания включает (снизу вверх):

1) Материнские породы — тингуаиты и фонолиты, богатые эгирином, слагают мелкие интрузии, а крупные интрузии образованы грубозернистыми фойяитами или нормальными нефелиновыми сиенитами. Минеральный состав — ортоклаз или санидин, нефелин или эгирин. Средний химический состав: (вес.%) — SiO<sub>2</sub> около 53, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> около 21, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,4–4,5, Na<sub>2</sub>O — 7,2–7,3, K<sub>2</sub>O — 8,3–8, [286]. Марганец не определялся.

2) Сапролит переменной мощности от 0 до 3 м, белого, желтого до желтовато-бурого цветов с черными пятнами — выделениями гидроксидов марганца (псиломелана), с реликтовой структурой. Минеральный состав: каолинит с примесью гетита, псиломелана, иллита и реликтов корродированных зерен ортоклаза и эгирина.

3) Бокситы мощностью от 1 до 11 м (в среднем 2–3 м в центре кальдеры и 4–6 м по краям), подразделяются на три зоны: рыхлую, сцементированную и нодулярную.

Минеральный состав бокситов: гиббсит — главный, преобладающий и, местами, почти единственный компонент бокситов; примеси — бемит; каолинит, галлуазит, иллит, анатаз, гетит, гематит, маггемит, магнетит, литиофорит и рентгеноаморфные выделения марганца, алюминия, железа и смесей этих элементов с кремнием. Химический состав бокситов в разных зонах несколько различен. По краям кальдеры он отличается наивысшим качеством и содержит (вес.%) : 50–58 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1–5 SiO<sub>2</sub>, 8–15 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,2–2,0 TiO<sub>2</sub>, 27–31 H<sub>2</sub>O+, 0,07–0,4 MnO.

Для изучения марганцевой минерализации были взяты образцы из верхней части сапролитовой зоны, где преобладают глинистые минералы, местами замещаемые гиббситом, и широко развита марганцевая минерализация (обр. 6660 и 6658). Сапролит здесь разбит многочисленными трещинами, беспорядочно ориентированными. Система таких трещин образует линзоподобные тела различного размера. Из опробованных наибольшая «линза» достигала размеров 10×4,5×2,5 см. Цвет поверхности черный с пятнами серого, белого и оранжево-желтого цветов. Структура поверхности шлакоподобная, местами гладкая, почковидная, блестящая, иногда имеваемая черной стеклянной головой. В ячеях шлакоподобной поверхности присутствует светло-

серое аморфное вещество, с характерными трещинами усыхания — видимо, аллофан. Участками оно покрыто белым аллофаном. Оранжево-желтые пятна принадлежат скрыто-кристаллическим массам аллофана, насыщенным тонкими обособлениями марганцевых минералов.. Это образование не только покрывает поверхность, но и проникает внутрь, заполняя каверны, размер которых достигает  $3 \times 2,5 \times 2$  см. Несомненно эта масса имеет илливиальное происхождение.

Внутреннее строение «линз» подобно скоплениям беспорядочно ориентированных белых фрагментов, напоминающих обломки яичной скорлупы, облакаемых прожилкоподобными выделениями марганцевых минералов. Размер таких фрагментов достигает  $16 \times 3$  мм. Они сложены галлузитом и смесью галлузита и аллофана. Местами в них видны единичные кристаллы гиббсита. Иногда в белые фрагменты внедряются нитевидные жилки и дендритовые вроски псиломелана. Толщина жилок достигает 1–2 мм, и они неравномерного сложения. Края сложены шестоватым и радиально-лучистым блестящим пиролюзитом, а внутренняя часть — матовым черным псиломеланом, толщиной до 0,02 мм. В пустотах этих жилок развиты щетки яснокристаллического гиббсита. Описанные взаимоотношения минералов позволяют предполагать, что марганцевые минералы образовались после глинистых, но до гиббсита.

Результаты изучения в СЭМ. Изучено несколько образцов ЖМ образований в бокситах.

Первый обр. 04SJ характеризуется не концентрически-зональным, а массивным сложением, довольно значительной плотностью, но явно некоторой неравномерностью (фиг. 1). ЭДС (фиг. 2) указывает на значительное обогащение марганцем, резко подчиненное значение железа, незначительные количества кремнезема, алюминия, бария. В массе породы, отчасти существенно сложенной нитчатыми формами, встречаются фрагменты первичной породы (?), видимо, существенно глинистые образования (фиг. 3). В значительной же части стяжения сложены новообразованиями. В частности, большой объем занимают участки развития сплетений сравнительно коротких столбчатых или нитчатых форм (фиг. 4 и 5). ЭДС их в отличие от общего анализа показывает при аналогичном преобладании марганца, заметные превышения содержания алюминия над кремнеземом, что может говорить о более значительном уровне преобразований, вплоть до образования гиббсита и литиофорита. Участки с протяженными нитями (фиг. 7) могут перемежаться с участками весьма тонких нитей (фиг. 8). Своеобразны присутствующие кольчатые формы (фиг. 9). В комбинациях могут развиваться и кокковидные формы (фиг. 10 и 11).

Другой обр. 035J характеризуется продолговатой формой (фиг. 12), неравномерным сложением. ЭДС показывает также преобладание марганца, а так же алюминия над кремнеземом, что указывает на заметные преобразования исходных пород. Отдельные, заметно пятнистые участки (фиг. 14), явно несколько иного состава: при сохранении преобладания марганца, все же кремнезема больше, чем алюминия, меньше калия, появляется барий (фиг. 15). Но участками хорошо проявлено концентрически-зональное сложение (фиг. 16). Пятнистые участки содержат фрагменты — остатки не преобразованных глинистых пород, окруженных участками преобразованными (фиг. 17) и именно поэтому в них кремнезем доминирует над алюминием.

Сильно преобразованные участки отчасти состоят из доминирующих нитей (фиг. 18). Разные участки преобразований исходных пород содержат разные типы развития нитчатых форм (фиг. 19). Последний образец 7 включает большое количество сохранившихся фрагментов глинистых пород (фиг. 20), соответственно анализ (фиг. 21) показывает преобладание марганца и содержание кремнезема значительно превышающего содержание алюминия, при отсутствии бария.

Соотношение фрагментов исходной породы и новообразованного матрикса представлено на фиг. 22–24.

Заключение по результатам изучения в СЭМ. Исследованные своеобразные образования развиваются в условиях формирования бокситового профиля коры выветривания в классической климатической обстановке приэкваториальных районов.

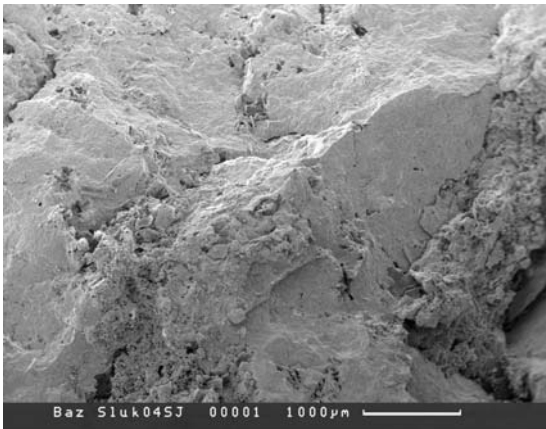
Рассматриваемая железо-марганцевая минерализация формируется на стадии преобразования исходных коренных пород в сапролит, когда происходит интенсивное изменение коренных щелочных пород в рыхлые продукты с значительной глинизацией.

При этом, в одних случаях формируются почти типичные концентрически-зональные конкреции, а чаще — практически массивные, неправильные образования. Большей частью в них сохраняются фрагменты глинизированных материнских пород, в то время как пространство меж-

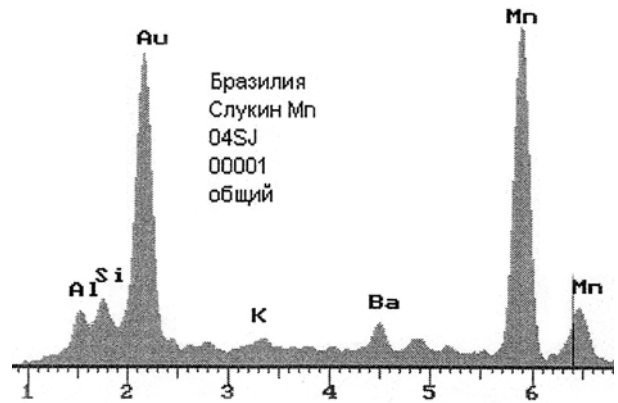


ду ними подверглось существенно железомарганцевой минерализацией, образованной преимущественно по микробальным остаткам нитчатой, кокковидной и близких форм. Таким образом, в рассматриваемом случае, ЖМ стяжения формируются до собственно стадии формирования бокситов или на ранней стадии этого процесса, но уже после заметных преобразований исходных материнских пород.

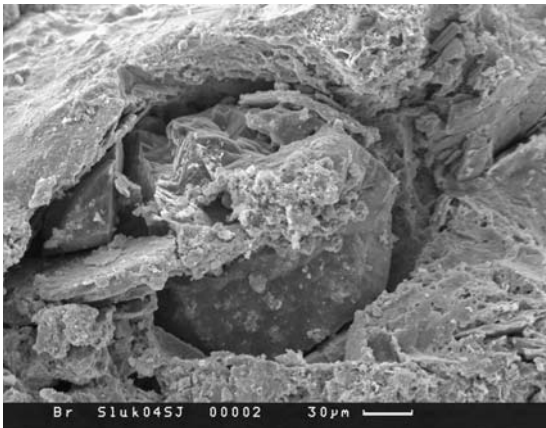
Очевидно, что причиной формирования ЖМ образований становится интенсивный водообмен, дренирование значительными дождями, соответственно появление поровых растворов, несущих минерализацию. С другой стороны, это и существенное развитие микробиоты вблизи поверхностной зоны.



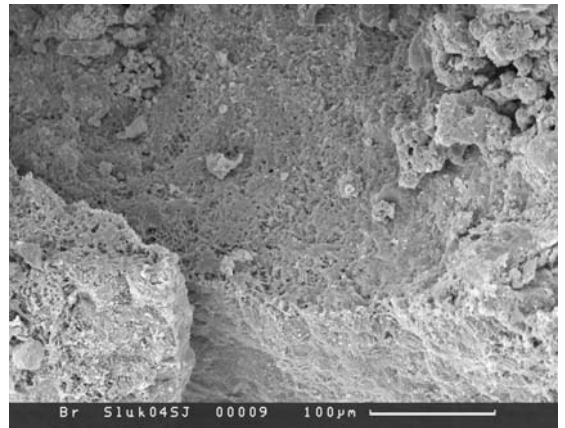
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ части обр. 04SJ при малом увеличении. Зональность не видна



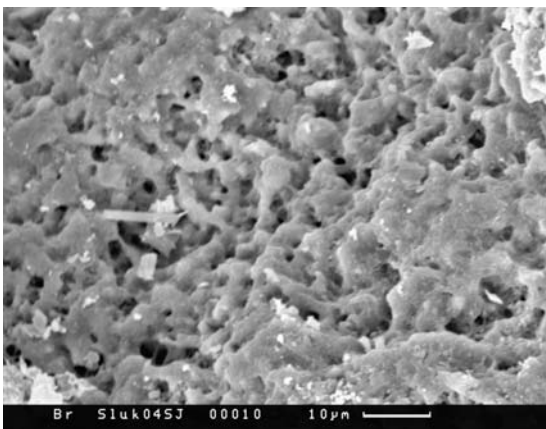
Фиг. 2. ЭДС этой части с абсолютным доминированием марганца



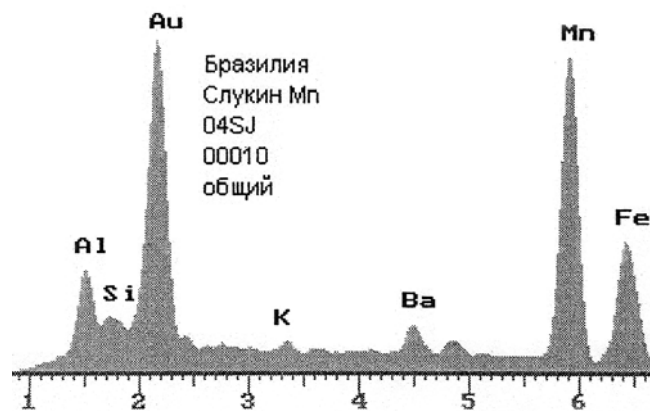
Фиг. 3. Видимо, фрагмент первичной породы в массе конкреции



Фиг. 4 и 5. Участки, сложенные сплетением нитчатых форм

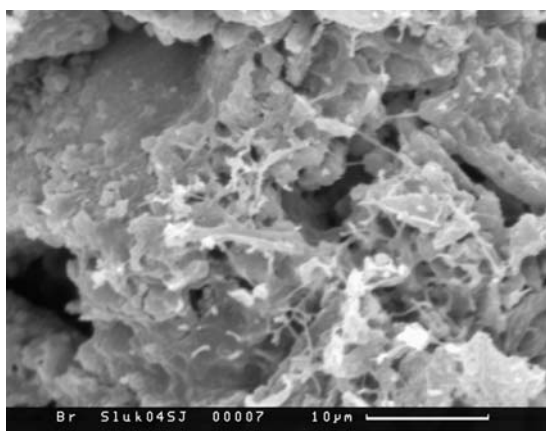
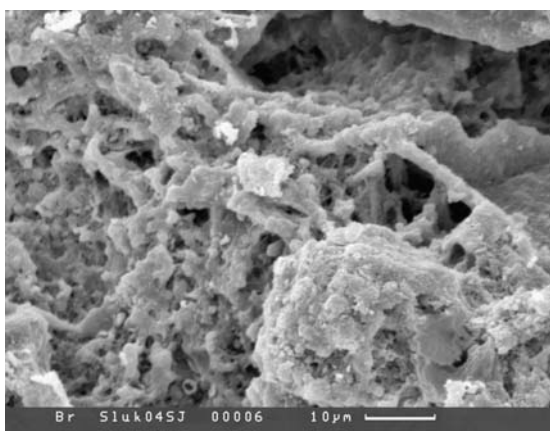


Фиг. 5.

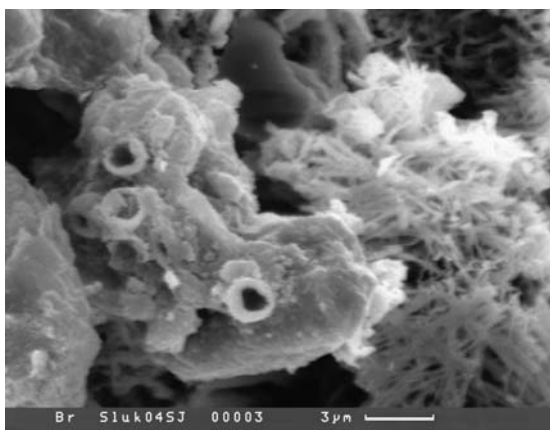


Фиг. 6. ЭДС такого участка, с доминированием марганца, характерным превышением содержания алюминия над кремнеземом, что говорит об интенсивном выветривании

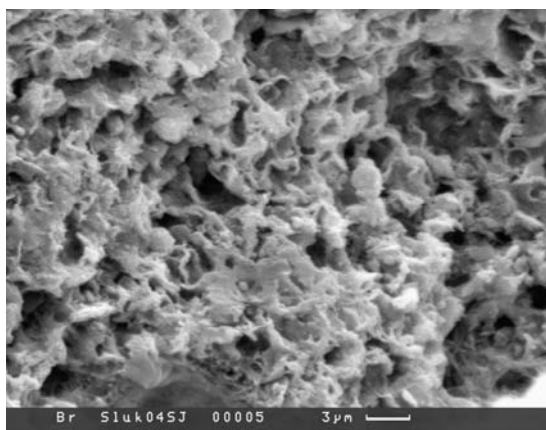




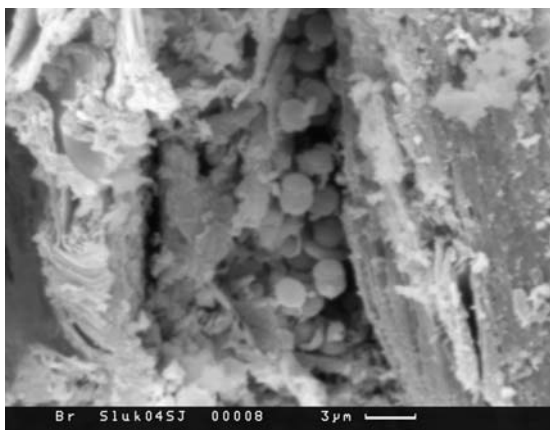
Фиг. 7–11. Развитие разных микробильных форм в образце



Фиг. 9.



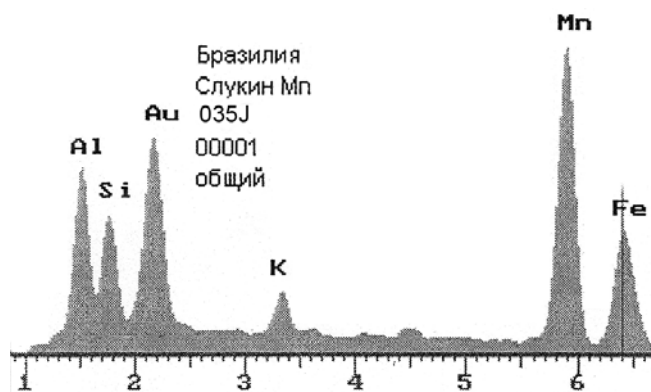
Фиг. 10.



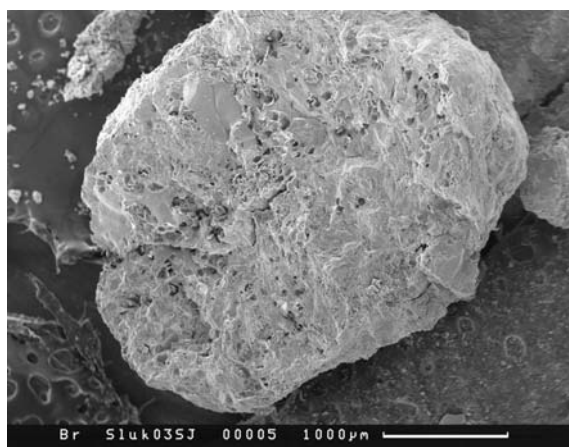
Фиг. 11.



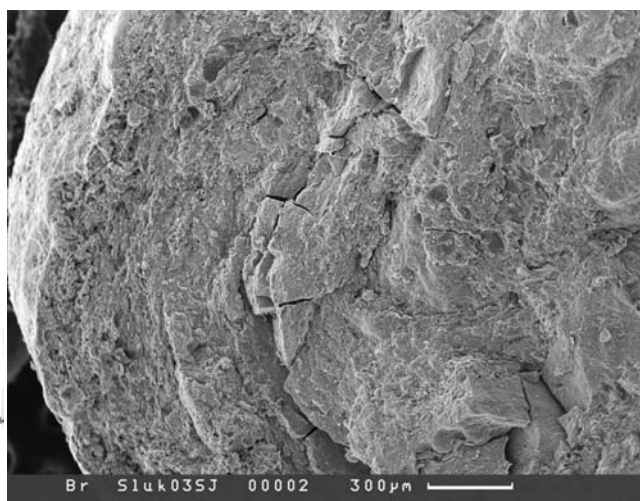
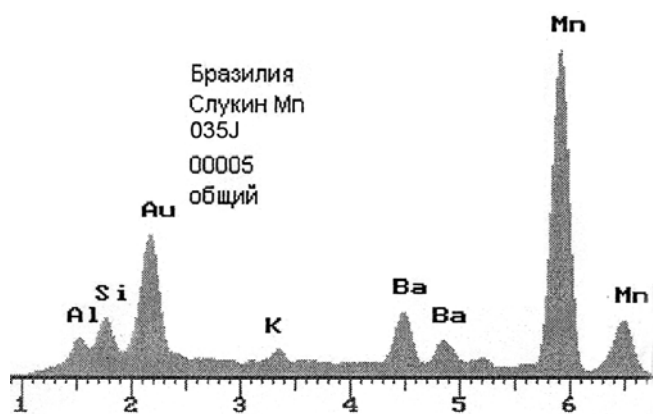
Фиг. 12. Другой обр. 035J – вытянутый, неравномерный



Фиг. 13. ЭДС этой части — при преобладании марганца, алюминий также доминирует над кремнеземом

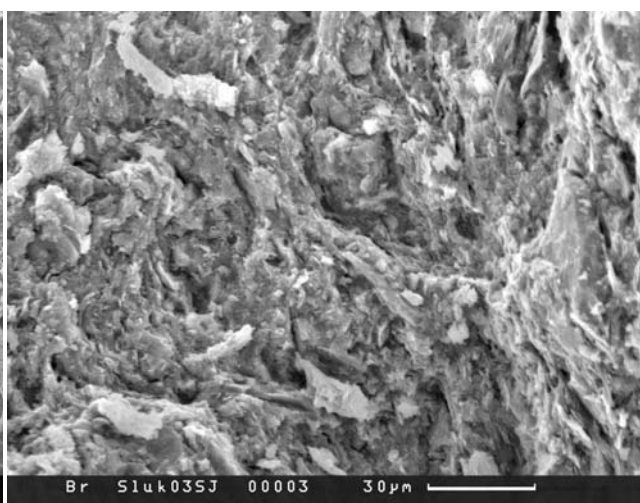
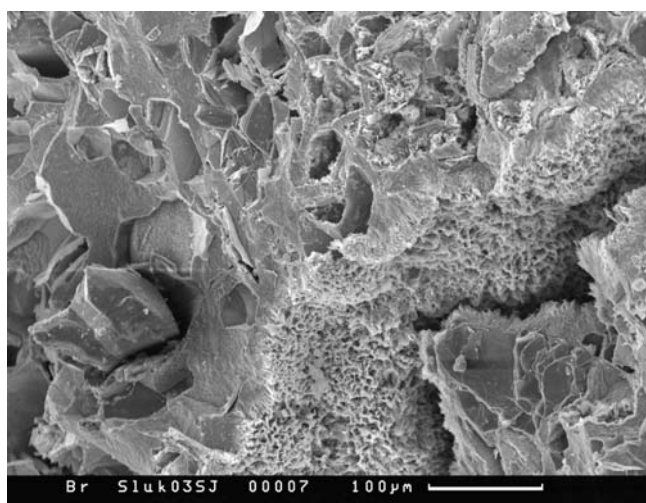


Фиг. 14. Другой участок этой же конкреции

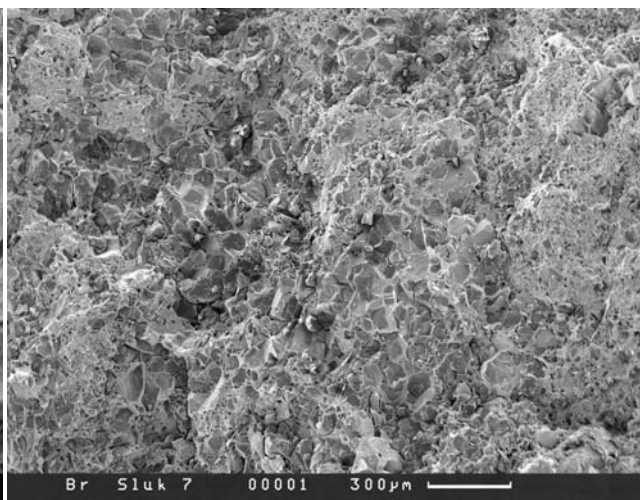
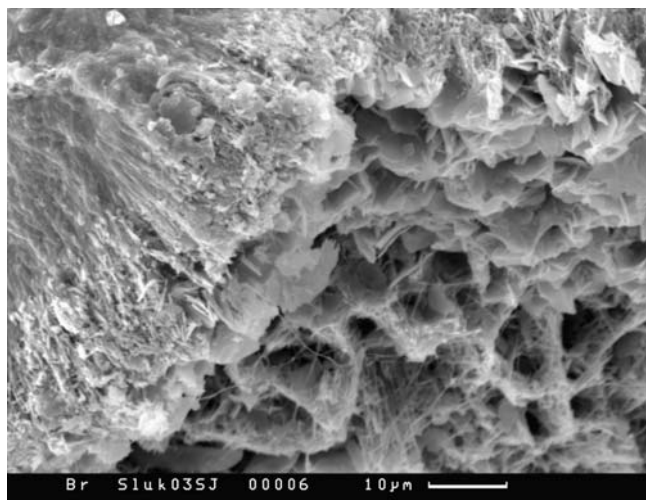


Фиг. 15. ЭДС этой части. При сохранении доминирования марганца над железом, кремнезема больше алюминия, характерно присутствие бария

Фиг. 16. Поперечный срез конкреции — хорошо развита концентрическая зональность

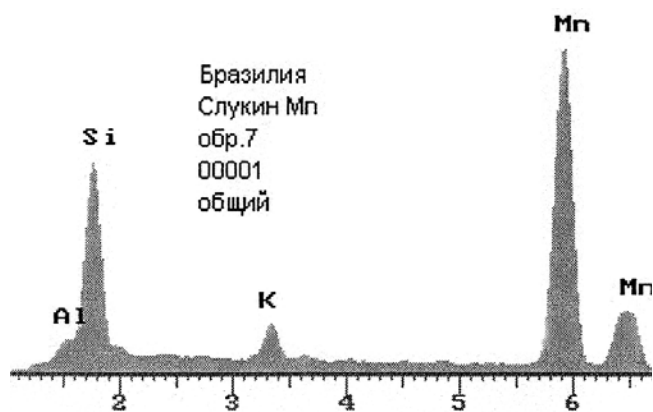


Фиг. 17–19. Разные формы проявления преобразований в основной массе с развитием микробиоты

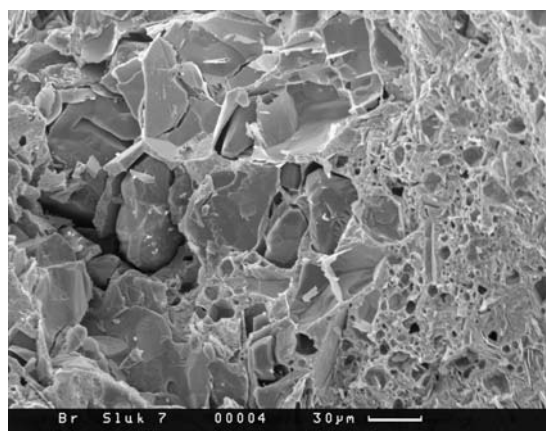


Фиг. 19.

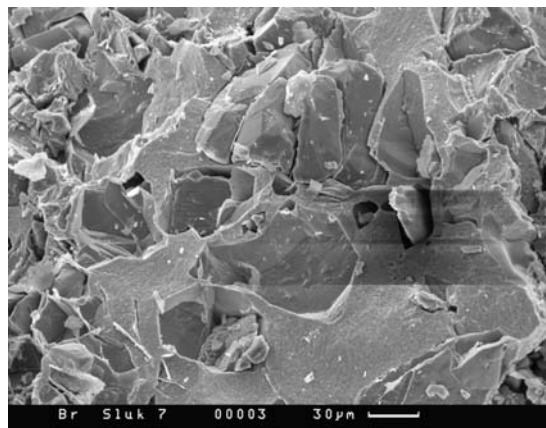
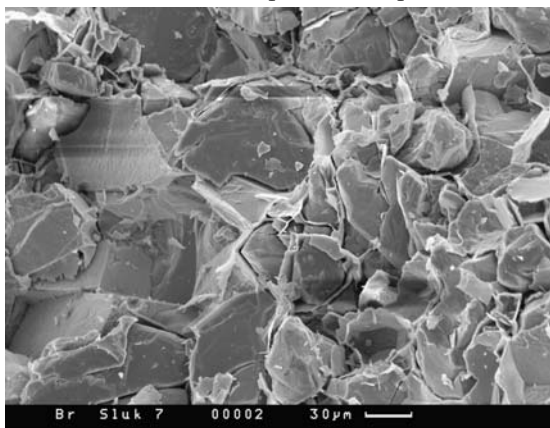
Фиг. 20. Общий вид еще одного обр. 7, в СЭМ



Фиг. 21. ЭДС этой части, с доминирующим марганцем и высоким содержанием кремнезема



Фиг. 22.



Фиг. 22–24. Видно, что это конкреция содержит большое количество разновеликих и чаще резко угловатых обломков коренных пород в тонкозернистой заполняющей массе

#### 4.5. Марганцевая и железомарганцевая минерализация в строматолитах Таманского и Керченского п-вов, Россия, Украина

##### Марганценозные строматолиты Таманского п-ва

*Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Д.И. Головин*

До сравнительно недавнего времени, сложенные минералами марганца, железа и марганца строматолиты были почти неизвестны, в отличие от фосфатных строматолитов, хотя уже в 70-х годах прошлого века были описаны в кембрийских отложениях строматолиты, сложенные оксидами марганца [131]. Сейчас ситуация заметно изменилась, появилось много новой информации о присутствии сложенных преимущественно карбонатами марганца строматолитов в отложениях самого разного возраста — от миоценовых до кембрийских. Некоторые из таких данных публикуются в настоящей работе впервые. Таким образом, присутствие замещенных марганцевыми минералами строматолитовых построек представляется достаточно широко распространенным явлением и несомненно указывает на важную роль процессов репликации соединениями марганца, иногда совместно с железом, органических остатков. И в этом отношении мы наблюдаем исключительное сходство с процессами фосфоритообразования.

Что касается строматолитов, сложенных карбонатами марганца, то насколько известно авторам, видимо, впервые они были описаны ими при изучении образцов из т.н. железо-марганцевого горизонта в верхней части фосфоритоносной серии бассейна Каратау [314]. В дальнейшем они были обнаружены в георгиевской свите Западной Сибири [143, 144], а в разной степени замещаемые марганцем строматолиты из сармата Таманского полуострова были выявлены случайно и описаны в процессе подготовки настоящей монографии.

В этом разделе описывается оригинальная марганцевая минерализация, установленная при изучении отчасти случайно отобранных образцов Д.И. Головиным в целях, весьма далеких от задач настоящего изучения. Исследованные образцы в общем характеризуют строматолитовые постройки, приуроченные к пограничным слоям верхнего сармата с мэотисом, которые впервые были описаны И.А. Андрусовым [15] в начале прошлого века, как содержащие мшанковые биогермы. С биогермами тесно связаны (обычно перекрывают их) биостромы различных, чаще слоистых строматолитов [172]. Слои над строматолитами в своих низах содержат обычно сравнительно многочисленные трубки червей. Мшанки преимущественно представлены *Membranipora lapidusa*, степень насыщения ими породы широко варьирует. Вместе с мшанками обычны фораминиферы.

Таманск (рис. 1) сложен почти исключительно глинистыми, слабо литифицированными отложениями, определяющими спокойный современный рельеф. На этом фоне морфологически ярко выделяются плотные карбонатные постройки мшанковых биогермов, формирующие гряды холмов в пределах полуострова, и также редкие выступающие мысы на побережье — в районах Попов камень и Панагия. Длина биогермов широко колеблется, достигая 50–150 м по простиранию и 20–30 м по мощности, но может не превышать и первых сантиметров, при широких вариациях в степени сложения разреза. В 2003 г. для отсыпания известной косы Тузла было открыто несколько небольших карьеров по добыче крепких горных пород на близлежащих холмах вблизи указанных выше мысов. Собственно породы биогермов и извлекались для строительства. В одном из таких карьеров, у мыса Панагия (рис. 1), примерно в 200 м не доходя до берегового обрыва, и был отобран Д.И. Головиным изученный образец. В отличие от находящихся у берега глыб внешне аналогичных пород, покрытых черной коркой со слоистым сложением, он по-видимому не окислен.

Стратиграфическое положение рассматриваемых пород остается дискуссионным, но в настоящее время они принимаются литологическим репером границы между сарматским и мэотическим ярусами Восточного Паратетиса, примерно соответствующих возрасту в 9 млн. лет [139].

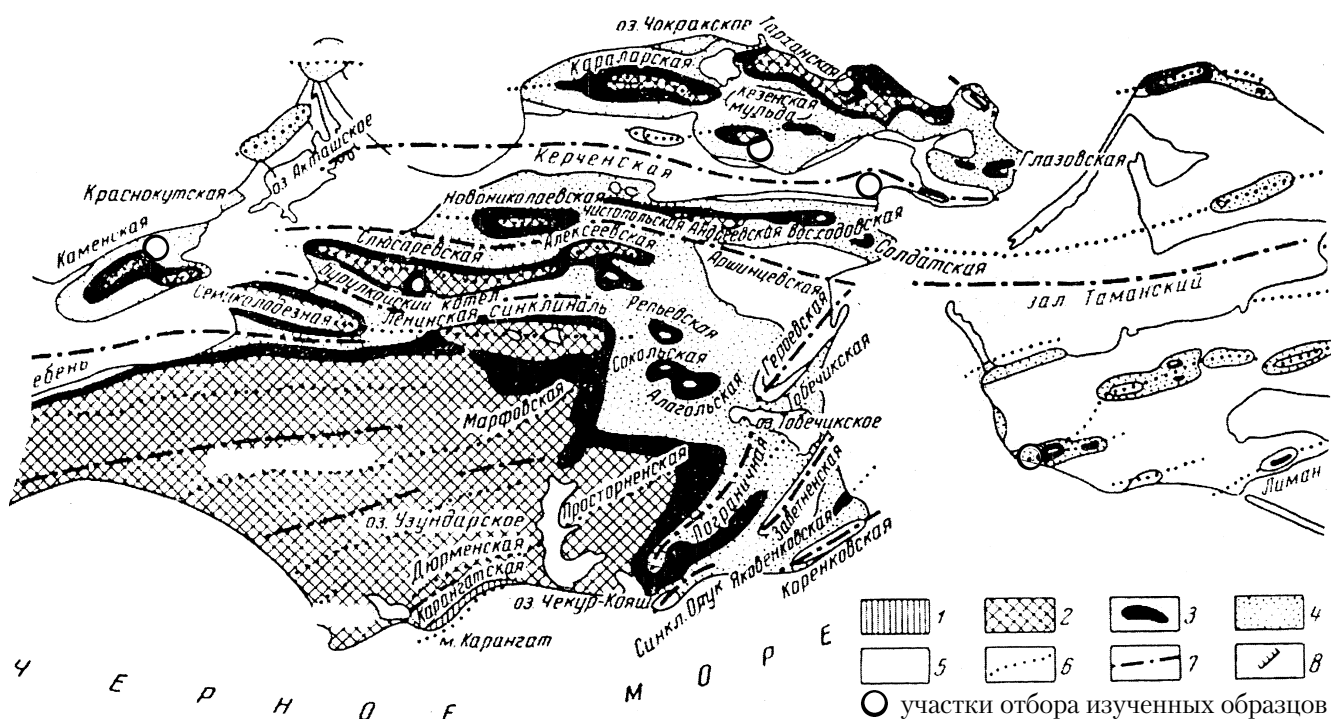


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Керченского полуострова. По А.Д. Архангельскому, А.А. Блохину, В.В. Мениеру, С.С. Осипову, М.И. Соколову, К.Р. Чепикову, М.В. Муратову и др.

1 — меловые и эоценовые отложения; 2 — ядра антиклинальных складок, сложенные майкопской серией; 3 — средний миоцен; 4 — верхний миоцен; 5 — плиоценовые и четвертичные отложения синклиналей; 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — сбросы.

Результаты изучения в СЭМ. Фотография изученного образца, представляющая фотомонтаж из серии отдельных фотографий при небольшом увеличении (примерно  $\times 6$ .) отдельных участков, дана на фиг. 1. На ней четко видны три основных подразделения (сверху): 1 — существенно известняки с неравномерно распределенными трубками червей, в том числе часто на границе с подстилающим слоем; 2 — строматолитовая постройка, сложного внутреннего строения, нарушенная микродвижениями; 3 — по извилистой резкой границе, видимо, фиксирующей перерыв, ниже залегают известняки — в верхней части с обильными обособлениями мшанок, в нижней — существенно фораминиферовые.

Распределения содержания марганца даны на фиг. 2–5. Из их анализа ясно, что максимальные концентрации марганца характерны для строматолитового слоя, хотя он присутствует и в других слоях.

Теперь рассмотрим более детально каждый из слоев. Фотография в СЭМ части слойка с трубками червей приведена на фиг. 6, а ЭДС этой площади на фиг. 7. Из нее видно, что трубки червей весьма интенсивно замещены карбонатами марганца, в отличие от окружающей кальциевой массы (фиг. 8 и 9). Более детально эта масса представлена на фиг. 10 и, видимо, она существенно микробиальная.

Общий вид верхней части строматолитовой постройки дан на фиг. 11. Отчетливо видно, благодаря выполненному протравливанию в слабой соляной кислоте, разделение породы на разные элементы — несколько выступающие над общим пространством, естественно являющиеся менее растворимыми, и депрессионные — дающие относительно отрицательные формы — несколько более растворимые. Естественно, эти разные формы отличаются минералогически, что будет указываться и подтверждаться ЭДС.

У авторов этой главы на строение и образование этой строматолитовой постройки разные точки зрения. Школьник Э.Л. считает, что в результате травления видно, что горизонтальные наслоения (микроламинаы) пронизываются выступающими, почти перпендикулярно ориентированными, рассекающими столбчатыми, кустистыми, сливающимися формами, явно, микробиального характера. Более детально самая верхняя часть неравномерного сложения дана на фиг. 12, ее ЭДС на фиг. 13. Из анализа последнего ясно, что именно область развития проникающих микростолбчатых структур характеризуется крайне высокими содержаниями марганцевого карбоната. На фиг. 14–21 представлены детали строения этих столбчатых, кустистых структур, которые являются микробиальными строматолитоподобными образованиями. Эти стержневые вертикально растущие структуры пронизывают депрессионный кальцит слоистого строматолита. Фотография нижней части строматолитового слоя дана на фиг. 22, а ЭДС этой части на фиг. 23, она также высоко марганцевистая. Из этих данных следует, что весьма характерная для строматолитовых построек карбонатная марганцевая минерализация обусловлена практически исключительно замещением карбонатами марганца этих прорастающих столбчатых, кустистых микробиальных и, скорее всего, также строматолитовых форм. Но остаются кальцитовые депрессионные формы, собственно ламинные строматолиты. И они не марганцевые, а кальцитовые. В самой нижней части строматолитовой постройки есть сливные участки, также из микробиальных форм, возможно, за счет повышенного количества кремнезема (фиг. 24 и 25).

По мнению Жегалло Е.А. кустистые столбчатые формы собственно и образуют строматолитовую постройку. Они сами формируют микрослои, которые нарастают один на другой, это хорошо видно на фиг. 11, 14 и 17. Нет никаких «горизонтальных наслоений», кроме этих же кустистых форм, которые в нижней части строматолитовой постройки могут стелиться горизонтально (фиг. 18). Систематическая принадлежность этих форм до конца неясна, специалисты по водорослям считают, что, возможно, это представители зеленых водорослей, а, возможно, это цианобактерии. Кальцитовые депрессионные формы — это тоже кустистые формы, у которых минерализовалась карбонатом внешняя оболочка, которая при травлении растворяется.

В ниже залегающем слое с обилием мшанок, в собственно верхней части мшанкового биогерма (фиг. 26), ЭДС (фиг. 27) указывает на высокие содержания как кальцита, так и марганца, что связано с частичным развитием карбонатов марганца по мшанкам. Действительно, в другом участке развития мшанки (фиг. 28), в одной части марганца вообще нет (А, фиг. 29), а в другом (В, фиг. 30) весьма много марганца.

По сути, мы имеем дело с неравномерно развивающимся замещением карбонатом марганца только частей мшанковых построек. В более нижних частях этого слоя, где мшанок не видно, но довольно много фораминифер (фиг. 31), накоплений карбоната марганца практически нет. Возможно, это более глубоководные известняки.

Заключение по результатам изучения в СЭМ. Выполненное изучение представило свидетельства развития марганцевой минерализации в крайне мелководных морских обстановках сравнительно низких широт с аридным или семиаридным климатом. Марганцевая минерализация карбонатного типа развивается исключительно по органическим остаткам, в данном случае, главным образом и преимущественно, по микробиальным, но и по эвкариотным формам, и даже по трубкам червей, как и в современных условиях. По мнению Школьника Э.Л. строматолитовые, тонко наслоенные (ламинные) постройки — наиболее благоприятные в рассматриваемых условиях для марганцевой минерализации и являются фактически лишь субстратом для развития более молодых, прорастающих, пронизывающих их под прямым углом к слоистости строматолитовых же образований столбчатого, кустистого характера, подобных тем, что описаны в заливе Шарк, Австралия [430, 431]. Они отмечались в ряде разрезов аналогичных пород и в России [190]. В принципе в этом нет ничего удивительного, поскольку хорошо известны многочисленные примеры прорастания древесных, кустарниковых видов и даже трав сквозь асфальт.

В меньшей степени, только частично, такая минерализация развивается в мшанковых биогермах и трубках червей, но отсутствует в фораминиферовых и подобных известняках, возможно, более глубоководных. При этом минерализация в мшанковых слоях и участках развития трубок червей происходит исключительно вблизи строматолитового слоя и быстро исчезает на удалении от него. Соответственно, все полученные данные указывают, что наиболее благоприятная для карбонатной марганцевой минерализации строматолитовая фация, скорее всего, является наиболее мелководной в рассмотренном разрезе. В соответствии с наблюдениями в заливе Шарк Логана и др. [431] аналогичные кустистые формы строматолитов, пронизывающие более древние волнистые слои ламинных строматолитов, возникают в периоды усыхания, понижения уровня моря, по сути обнажения ламинных строматолитовых слоев. Следует полагать, что в этих условиях рост кустистых форм происходит в еще не полностью литифицированном ламинном строматолите, а необходимая для роста вода поступает из более глубоких горизонтов за счет потока иловых вод. Видимо, эта ситуация и обеспечивает поступление с иловыми водами марганца в эту область. Соответственно минерализация кустистых форм может происходить путем замещения карбонатом марганцем только недавно отмерших частей кустистых строматолитов, но не замещает заметно более ранние, возможно, отчасти литифицированные волнистые ламинные строматолиты. Именно и поэтому отчасти минерализуются органические образования мшанок и червей, и только вблизи строматолитовых слоев.

Следует отметить, что в настоящее время мшанки близкого типа обитают в Керчинском проливе, причем почти непосредственно под поверхностью воды, температура которой колеблется от 0° до +28°С, при обычно низкой солености в 1,7‰ к тому же широко колеблющейся [139]. Колонии таких мшанок образуют нарастания на деревянных сваях пристаней, начинаясь в 0,3 м от уровня моря и продолжаясь на глубину до 0,9 м. Таким образом, для развития перекрывающих строматолитовых построек требуются практически незначительные колебания уровня моря. Сделанные наблюдения и выполненный анализ показывают, что марганцевая минерализация не просто обусловлена присутствием разной биоты, в том числе и микробиальной, как обычно полагают, особенно зарубежные специалисты, а только замещением марганцем карбоната организмов в определенных, специфических условиях. Задача заключается в том, чтобы расшифровывать эти условия.

По мнению Жегалло Е.А. марганцевая минерализация в случае мшанок и трубок червей является вторичной, потому что первоначально скелеты мшанок и трубки состоят из карбоната кальция. На фиг. 28 изображена мшанка, на которой были сделаны ЭДС; в одном случае видно, что она состоит из кальцита, а в другом — из карбоната марганца. Максимальная минерализация приходится на строматолитовую постройку, когда фоссилизуются кустистые формы. Скорее всего, минерализация происходила не по живым, а недавно отмершим организмам, по еще неразложившейся органике. В одном случае может фоссилизироваться только внешняя оболочка



(фиг. 19), когда внутри они будут полыми, а в другом — целиком вся форма (например, фиг. 20–21). Все зависит от количества поступающего марганца. Минерализация строматолитового слоя не сплошная, а пятнами, возможно, марганец поступал неоднократно. Это хорошо видно на фиг. 32, где приведен прозрачный шлиф, сделанный из фрагмента изученного выше образца. Черный цвет указывает на участки марганцевой минерализации.

## Марганцевая минерализация строматолитов Керченского полуострова

*Л.М. Герасименко, Е.А. Жегалло, В.К. Орлеанский, Э.Л. Школьник*

На территории Керченского п-ва давно известны выходы миоценовых и палеоценовых отложений, содержащие строматолиты и онколиты. Особенно широко развиты слои, содержащие пластовые строматолиты в нижней части песчано-известковой толщи караганского горизонта (средний миоцен) близ пос. Марфовка, рядом с одноименным соленым озером, и у берегового обрыва оз. Тобечикское. Строматолиты у п. Марфовка слагают довольно крупные биогермы [172] 70–80 см высотой и до нескольких метров протяженностью. Они волнистые, тонколаминные при чередовании более светлых и темных ламин. Иногда среди них выделяются участки с мелкими столбчатыми постройками. Они описывались в литературе как карбонатные строматолиты.

Строматолиты из обрыва южного берега оз. Тобечикское, вероятно принадлежат тому же стратиграфическому уровню. Но они сложены мелкими столбчатыми постройками.

У берега оз. Кояшское были встречены и онколиты неясной стратиграфической приуроченности; скорее всего они принадлежат к плиоценовым киммерийским или акчагыльским отложениям, во время накопления которых формировались железные и марганцевые руды Керченского п-ва. Они состоят из светлых слоев карбоната кальция и темных — марганцовистых. Последние неоднородной структуры и содержат глобулы разной величины, напоминающие колонии бактерий.

Результаты изучения в СЭМ. Изучен образец, отобранный Л.М. Герасименко в западной части п-ва, недалеко от г. Керчи, в конусе выноса г. Онук, в районе Онукского заповедника, около берега о. Кояшское (см. рис. 1). В отличие от ранее представленного он характеризует только слоев волнистого слоистого строматолита с включениями черных оксидов металлов в разных соотношениях со слоистостью.

На фиг. 33 — общий вид изученного образца (ув.  $\times 6$ ). Собственно строматолитом является его нижняя половина. Выше залегает перекрывающий слой. Строматолитовая часть состоит из чередования относительно несколько более светлых, весьма тонкозернистых слоев с черными, заметно менее мощными слойками, также тонкозернистыми. Участками наблюдаются также черные, нечеткие пятна, в целом вытягивающиеся в прерывистые полоски. Образец протравлен.

Общий вид части одного из таких, относительно более светлых слоев, представлен на фиг. 34 при небольшом увеличении. На фиг. 35 дан ЭДС светлого слоя, что позволяет говорить о существенно кальцитовом характере таких слоев, при незначительных содержаниях марганца, железа, несколько большем — кремнезема, присутствии магния, алюминия, хлора. В нижнем левом углу виден узенький слой, состоящий из мелких выступающих железо-марганцевых участков. На фотографиях, полученных при помощи СКАНа светлые кальцитовые слои выглядят более темными, чем черные железо-марганцевые образования, которые наоборот выглядят светлыми и благодаря проведенному травлению (фиг. 36 и 37 — увеличенные фрагменты железо-марганцевого слоя на фиг. 34) возвышаются над кальцитовой массой. Отдельные фрагменты таких обособлений более детально показаны на фиг. 38 и 40, а на фиг. 39 и 41 даны их ЭДС. Это, возможно, микрোকолонии преимущественно из микробиальных кокковидных форм. При этом поразительно, что по составу они резко отличаются друг от друга, хотя располагаются почти рядом в одной слойке: одно образование может быть существенно марганцовистым, с незначительным присутствием железа, вероятно, из родохрозита, лишь с заметно повышенным кремнеземом, а второе преимущественно кремнистым, заметно железистым, при полном отсутствии марганца. Видимо, в этом случае развито окремнение сидерита. Высокие содержания железа могут сочетаться и со сравнительно низкими содержаниями кремнезема и марганца в несколько иных микробиальных образований

ях (фиг. 42 и 43). Другой пример исключительно высоких содержаний кремнезема и железа на фоне сравнительно высоких, но меньших содержаний марганца, дают фиг. 44 и 45. Явно другой характер носят обособления, которые характеризуются крайне высокими содержаниями кремнезема и марганца на фоне низких содержаний железа (фиг. 46 и 47). Более четко выраженные коккоидные формы, видимые на фиг. 48, характеризуют ситуацию высоких содержаний марганца и сравнительно низкого кремнезема и железа (фиг. 49). На фиг. 50-55 фотографиях представлены кальцитовые слои с разными проявлениями Fe-Mn образований. Эти образования требуют специализированного изучения для определения их природы. ЭДС одной из необычных форм в последовательном увеличении (фиг. 54, 55) представлен на фиг. 56. Характер сложения и взаимоотношения формы с фиг. 54 и кальцитового слоя хорошо видны на рис. 57.

На фиг. 58, 60-67 представлено сравнительно детальное строение разных, хотя и не всех, марганцевых форм. Отчетливо видно, что преимущественно все они состоят из разных по размерам коккоидных или глобулярных форм, часто образующих сближенные скопления, колонии. ЭДС площади фиг. 58 представляет пример ситуации резкого обогащения марганцем (карбонатом марганца), при относительно высоком кремнеземе, практическом отсутствии железа.

В массе строматолита нередко присутствуют и другие органические формы, в частности, трубки червей, (фиг. 68 и 69). Они также минерализованы марганцем. Присутствуют также четкие шаровидные формы (фиг. 70), значительно более крупные, чем основная часть кокковидных форм, отмеченных выше, достигающие 30 мк в диаметре. Таким образом, характер проявления рудной минерализации в слоистых строматолитах Таманского и Керчинского п-вов в общем близок, хотя есть и некоторые важные отличия.

По мнению Э.Л. Школьника, в обоих случаях минерализация развита не в волнистых ламинных строматолитах непосредственно, а в несколько более поздних, прорастающих их микробиальных формах, чаще почти под прямым углом к наслоению, но не обязательно, преимущественно из кокковидных, столбчатых и других разных форм. Все они соответствуют давно известным наблюдениям о строматолитовых выростах, часто стержневых, поперек слоистости. Формально Ю. Пиа выделил такие строматолиты в группе *Porostromato*, в той части, что отнесена к *Thamnida*, с растущими нитями в виде кустиков или пучков от основания вверх [по 195]. Различия существенны в отношении минерализации — в строматолитах Тамани установлена только марганцевая минерализация, в Керчи — от кремнистой до железной и марганцевой, в разных соотношениях. Это говорит о серьезных различиях в составе иловых вод, их изменениях. Но во всех случаях минерализация проявлена только в строматолитах прорастания, а не в кальците ламинных строматолитов. Это и есть принципиально важная картина — схема минерализации до сих пор практически не описанная в литературе. Получается, что именно более молодые микробиальные формы и становятся объектами минерализации, а ранее образованные ламинные строматолиты в данном случае не минерализуются, следует полагать, из-за более древнего возраста. Широкие колебания характера минерализации, видимо, означают значительные вариации состава иловых вод в пространстве и времени. Поскольку во всех случаях видны тонкие детали сложения этих пронизывающих строматолитов, имеются основания полагать, что в данном случае речь идет о репликации по биологической матрице проникающих ионов марганца, железа и кремнезема, тонко замещающих, вступающих в реакционные соотношения и сохраняющих замещаемые структуры микробиоты, подобно тому, что характерно и для фосфоритов.

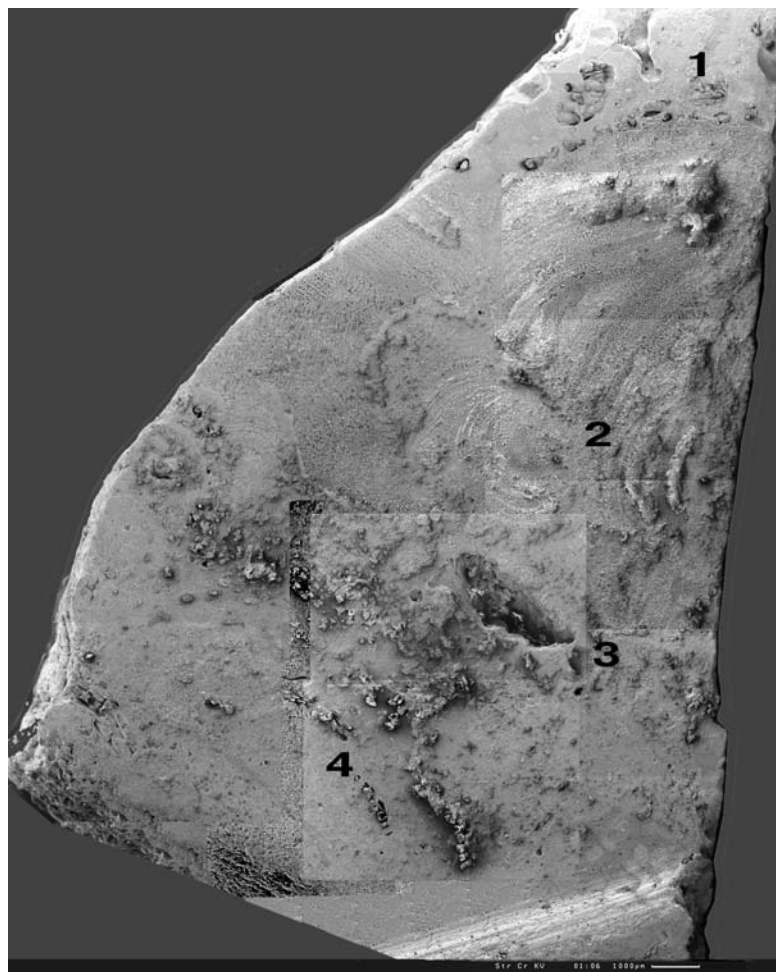
С другой стороны, мы теперь имеем два типа минерализации строматолитов — слоистых, нитчатых и им подобных и тип минерализуемых прорастающих строматолитов, при отсутствии минерализации во вмещающих ламинных, пронизываемых строматолитов. Последний тип до сих пор для фосфоритов не описан. Присутствие в ассоциации со строматолитами и других минерализованных органических остатков, в том числе эвкариотных, так же как и пронизывающих ламинные строматолиты вполне убедительно говорит в пользу принятой интерпретации.

Следует отметить еще один любопытный аспект — практически постоянное присутствие по данным ЭДС, хоть и в варьирующих количествах, Са, причем как в существенно марганцевых, так и в железистых участках. Иногда это обусловлено попаданием в поле изучения кальцитовых слоев, но часто они не охвачены анализом. Это, видимо, указывает на то, что мы имеем дело с кальциевыми родохрозитами и сидеритами. Анализируя имеющиеся данные по многим место-

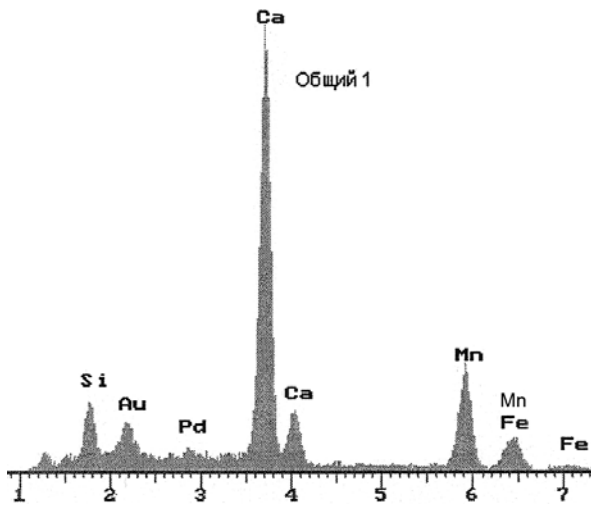
рождениям и проявлениям карбонатных руд марганца, можно прийти к выводу, что Са-родохроциты наиболее широко распространены как карбонатный первичный минерал марганца, в том числе и развивающийся путем репликации биологической матрицы. Это может позволить различать первично окисные и окисленные карбонатные руды; последние обычно содержат некоторые количества реликтового Са.

Иной точки зрения придерживаются Л.М. Герасименко и Е.А. Жегалло. Они полагают, что минерализованные слои, имеющие своеобразный рисунок, напоминающий растущие кусты, могли быть прикрепленными зелеными водорослями, типа *Pseudendoclonium submarinum*, которые и в настоящее время обитают в прибрежной зоне моря. Не исключено, что кустики могла образовывать и *Cladophora*, для которой характерен прикрепленный образ жизни в начале жизненного цикла. При поступлении потоков карбоната кальция последний засыпал водоросли. При этом сами водоросли не успевали минерализовываться до конца, и поступающий марганец и железо замещали органику. Ответить на вопрос: шло ли простое замещение или наличие ионов марганца, железа и карбонатов стимулировало развитие марганцеокисляющих бактерий — ответить трудно. Но абсолютно точно марганец садился только там, где были органические остатки. Известно, что среди марганцеокисляющих бактерий наиболее часто встречаются гифомикробы, которые в большем количестве обнаружены авторами в галофильных матах и водах соленых озер. У всех этих бактерий есть слизистая капсула, образованная кислыми полисахаридами, на которую и садится оксид марганца. Другим возможным участником процесса марганцевых отложений могла быть нитчатая бактерия *Leptothrix*, образующая слизистый чехол.

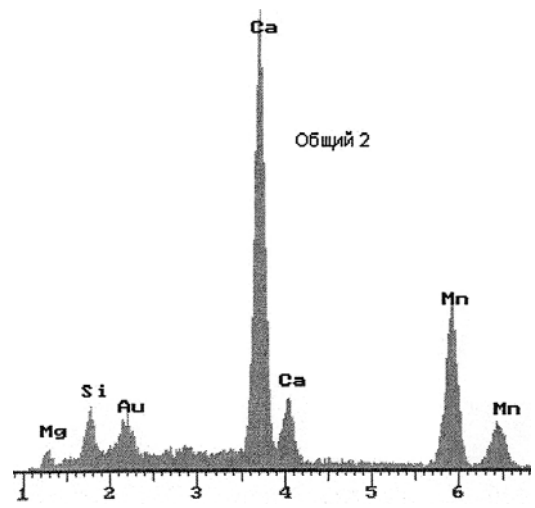
Сравнение морфологических особенностей остатков водорослей и цианобактерий, обнаруженных среди ископаемых строматолитов, с теми, что встречены в современных соленых озерах Керченского полуострова, показывает их полную идентичность. Изучение в течение ряда лет соленых озер Крыма выявило высокую сезонную и суточную изменчивость режима их солености, рН, температуры, кислородного режима. Такие озера представляют собой уникальное место для обитания экстремофильных галофильных организмов, включая цианобактерии, в том числе и Fe- и Mn-окисляющие и некоторые водоросли типа *Cladophora*. Можно предположить, что образование строматолитов происходило в условиях морских лагун, на мелководье, при участии экстремофильной биоты, сходной с той, которая развивается в настоящее время в гиперсоленых озерах. Участие же микробиологических процессов в извлечении металлов, в том числе марганца, из морской воды и транспортировки его в осадок описывалось неоднократно.



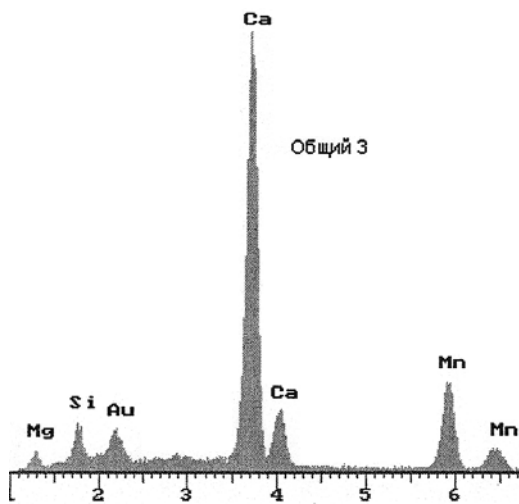
Фиг. 1. Фотография образца с Таманского п-ва, увел. 6+



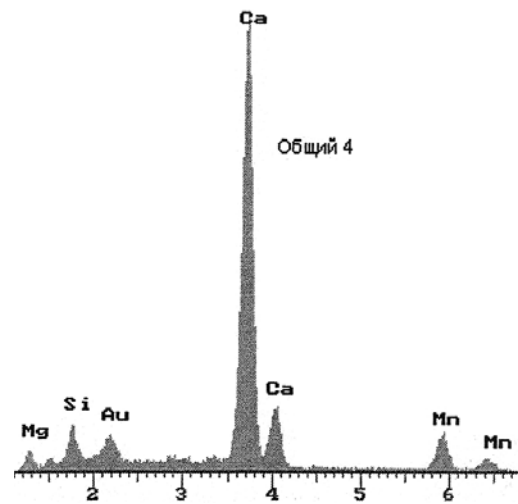
Фиг. 2.



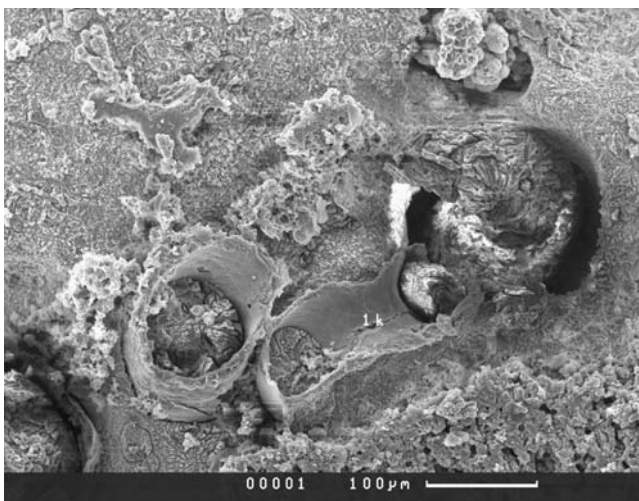
Фиг. 3.



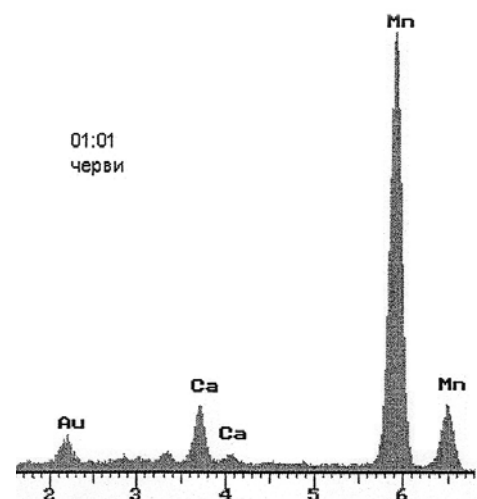
Фиг. 4



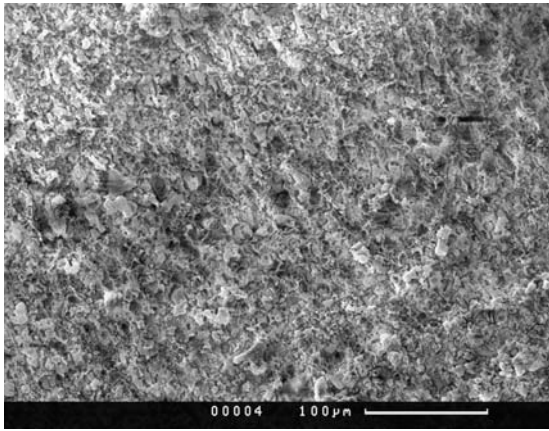
Фиг. 5.



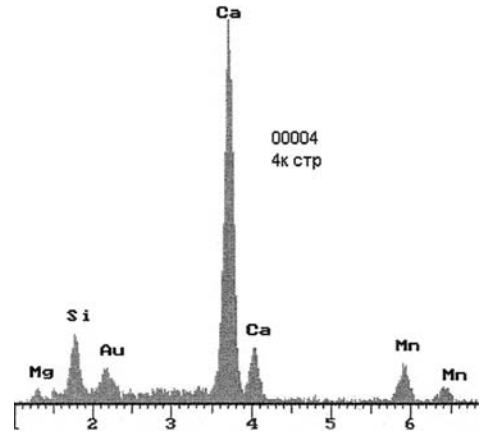
Фиг. 6. Вид в СЭМ части слоя с трубками червей



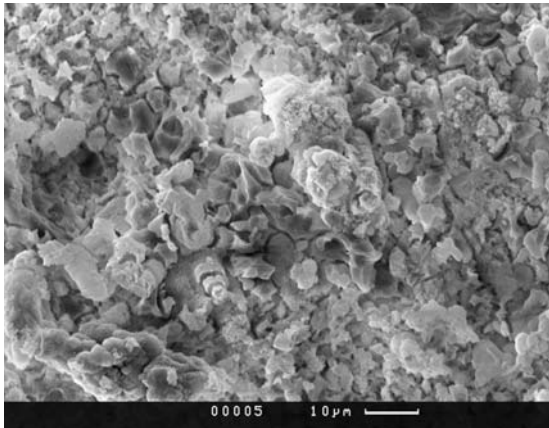
Фиг. 7. ЭДС этой части с высоким содержанием марганца



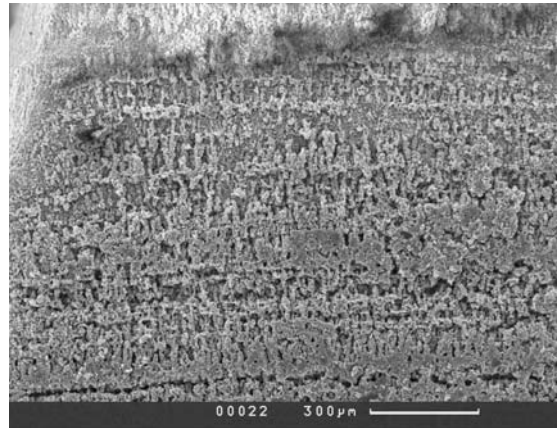
Фиг. 8. Карбонатная масса вокруг трубок червей



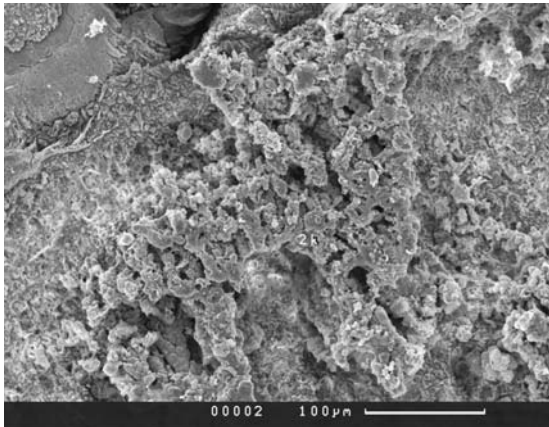
Фиг. 9. ЭДС фиг. 8 и 10, существенно кальцитовая



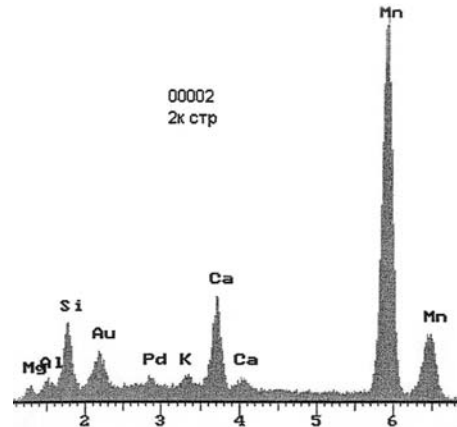
Фиг. 10. Карбонатная масса вокруг трубок червей



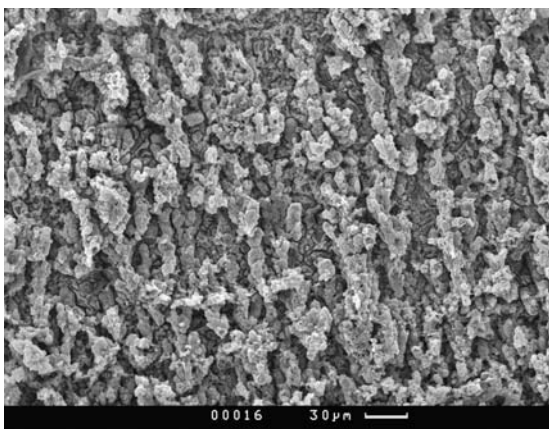
Фиг. 11. Верхняя часть строматолитовой постройки



Фиг. 12. То же при большем увеличении

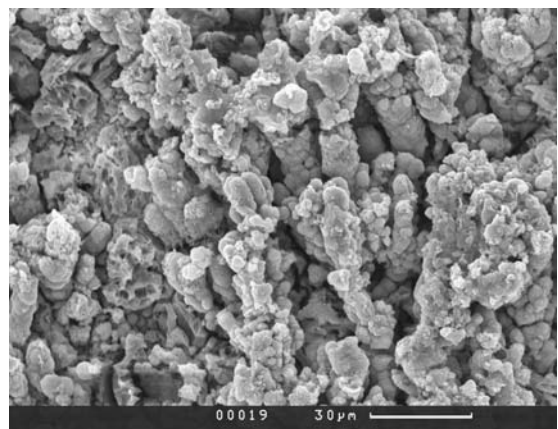


Фиг. 13. ЭДС этой части с высокими содержаниями марганца

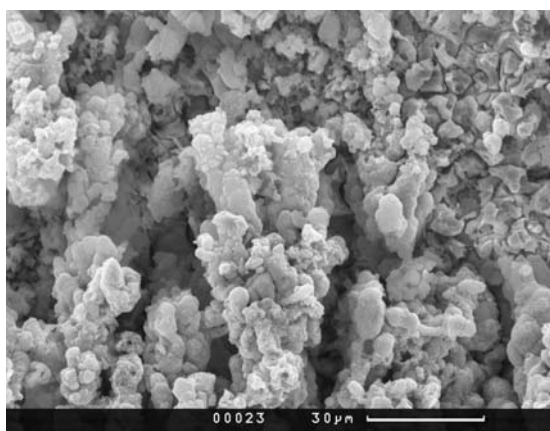


Фиг. 14.

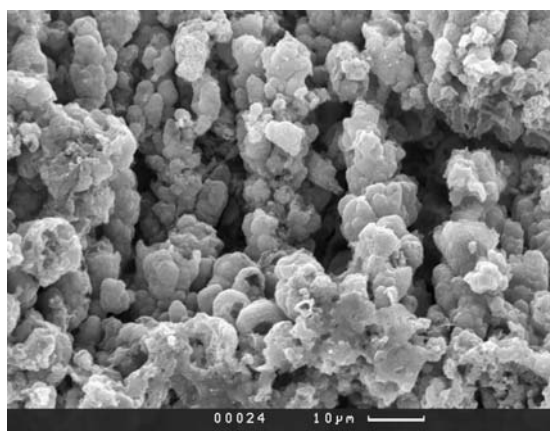
Фиг. 14–21. Детали строения столбчатых структур при разных увеличениях



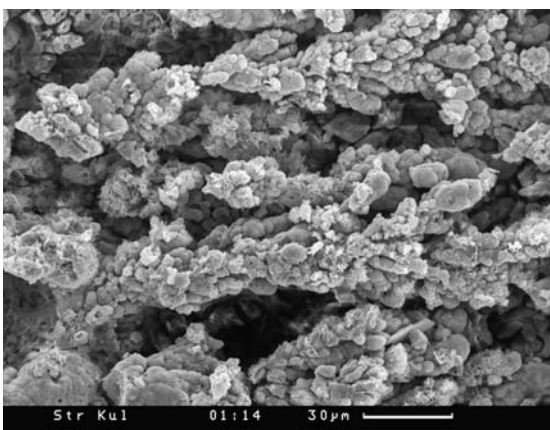
Фиг. 15.



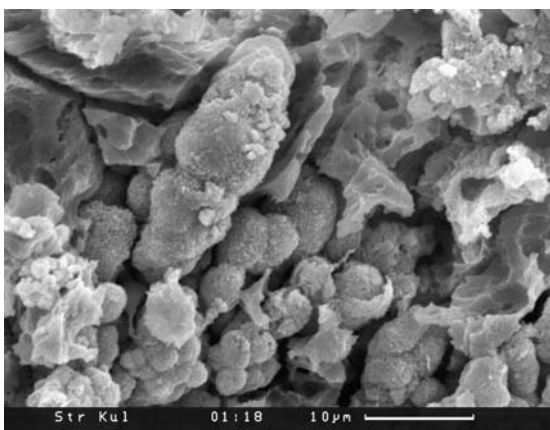
Фиг. 16.



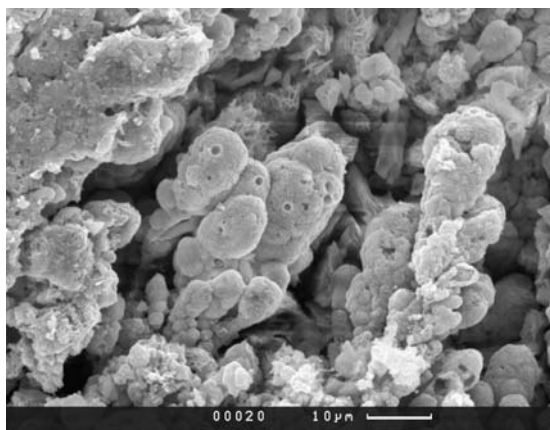
Фиг. 17.



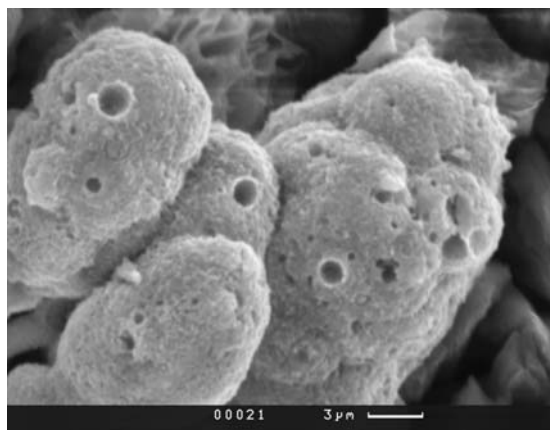
Фиг. 18.



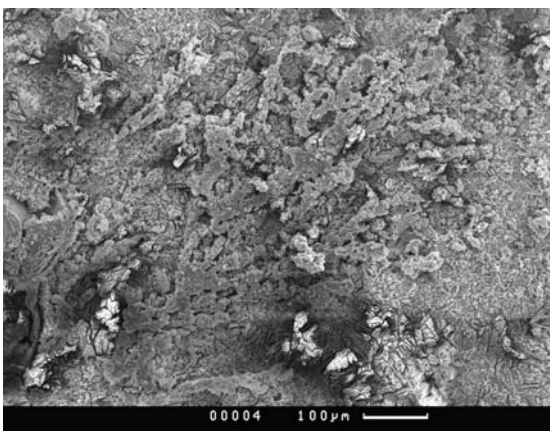
Фиг. 19.



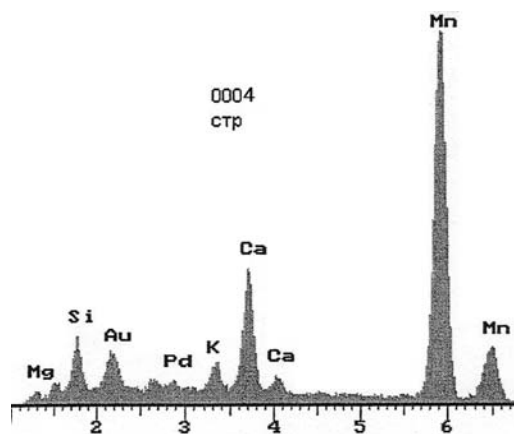
Фиг. 20.



Фиг. 21.

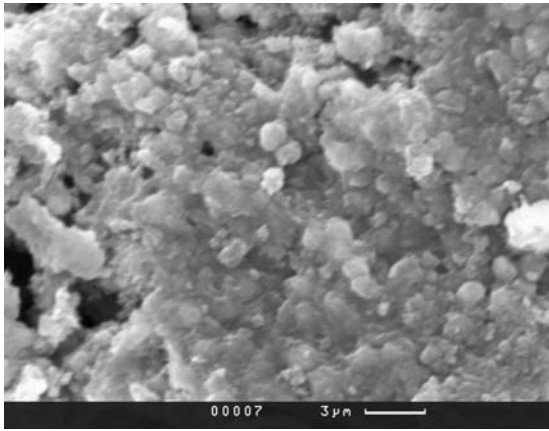


Фиг. 22. Нижняя часть этого слоя

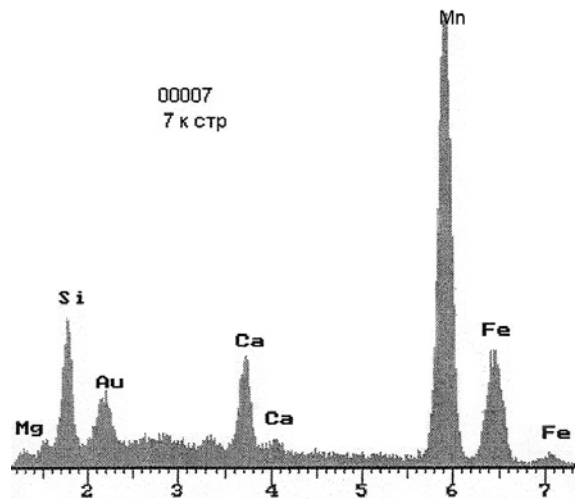


Фиг. 23. ЭДС этой части





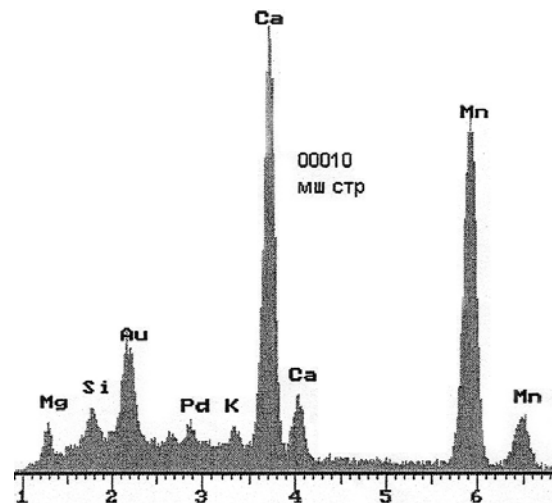
Фиг. 24. Сливные участки в нижней части слоя



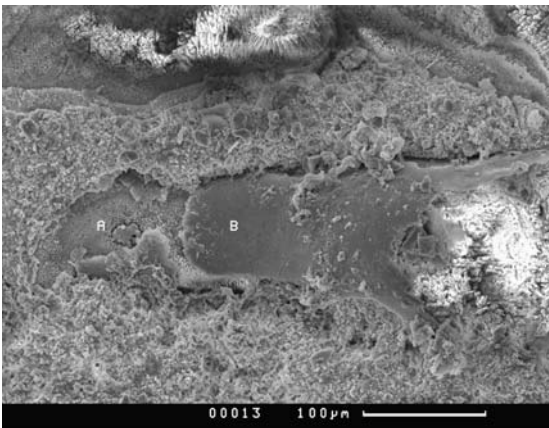
Фиг. 25. ЭДС этой части



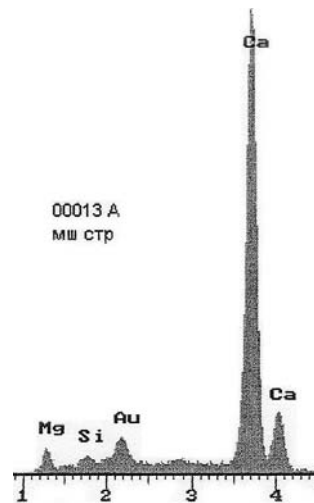
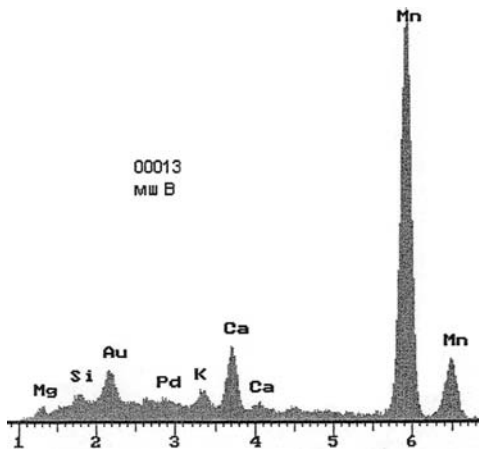
Фиг. 26. Слой с мшанками



Фиг. 27. ЭДС фиг. 26. При преобладании кальцита много карбоната марганца

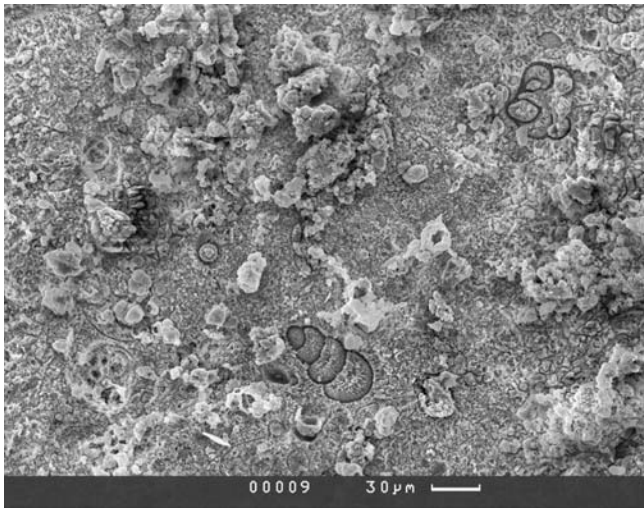


Фиг. 28. Фотография в СЭМ мшанки с точками анализов разных ее частей (А и В)

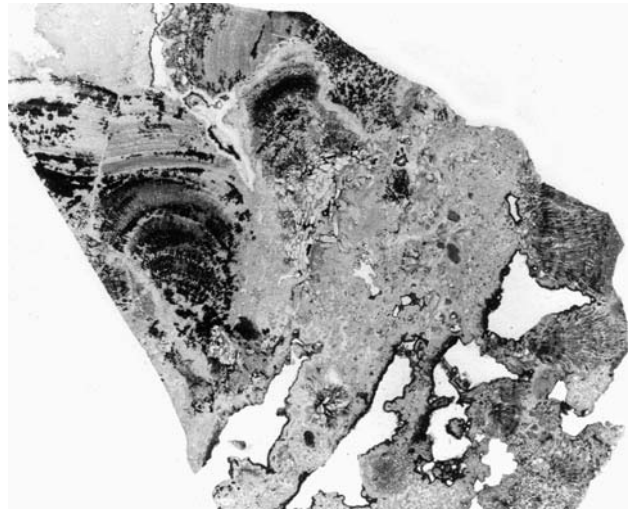


Фиг. 29.

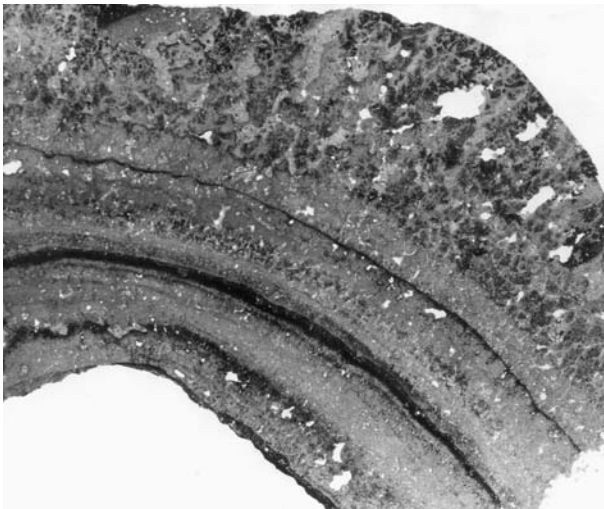
Фиг. 29 и 30. ЭДС этих точек, указывающие на частичное замещение карбонатом марганца



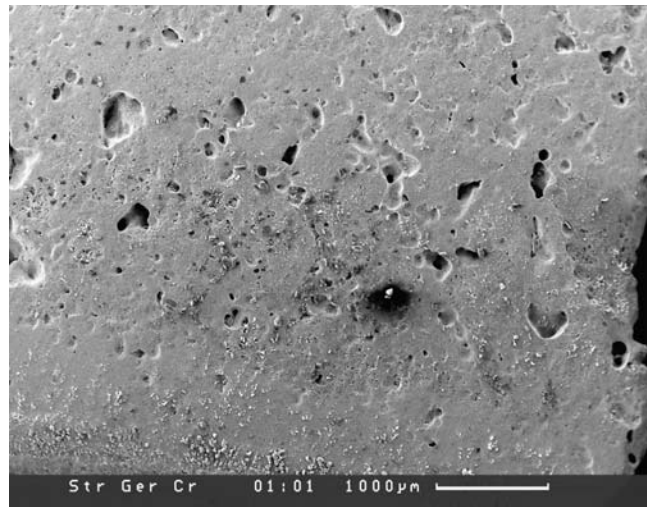
Фиг. 31. Известняк ниже мшанкового уровня с остатками фораминифер



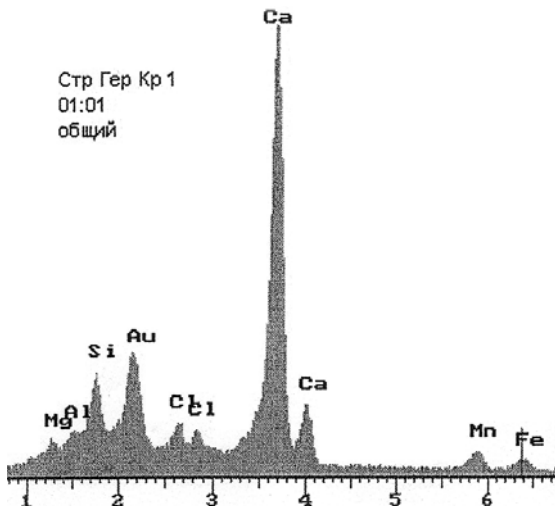
Фиг. 32. Общий вид образца с Керченского п-ва (шлиф образца с Таманского п-ва)



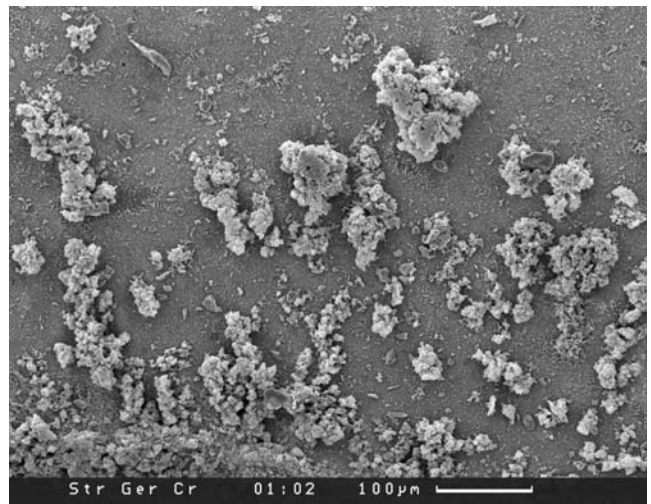
Фиг. 33. Образец слоистого строматолита



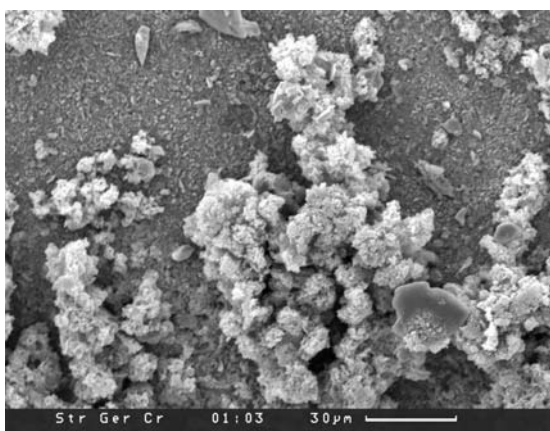
Фиг. 34. Общий вид в СЭМ светлой плотной части слоя строматолита



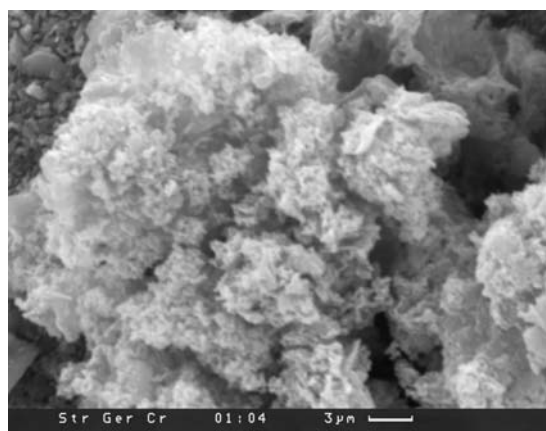
Фиг. 35. ЭДС этой части, указывающий на существенно кальцитовый состав



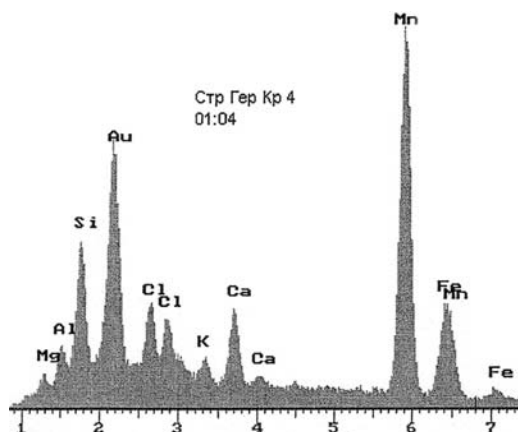
Фиг. 36 и 37. На фоне кальцитовой массы микроколонии микробильных форм



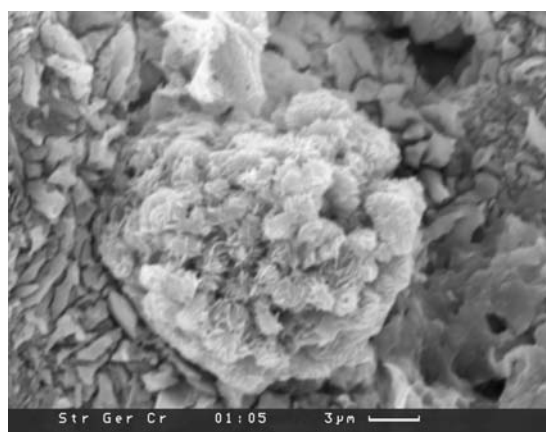
Фиг. 37.



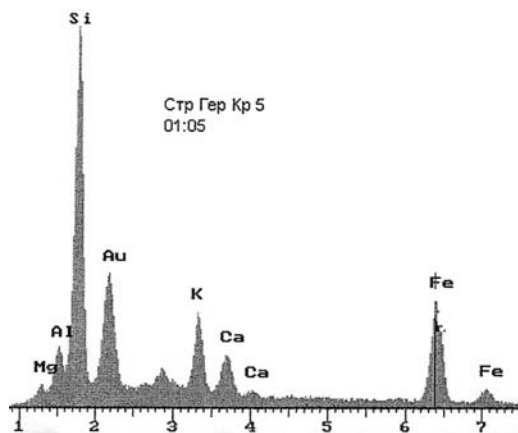
Фиг. 38. Эти микроколонии более детально



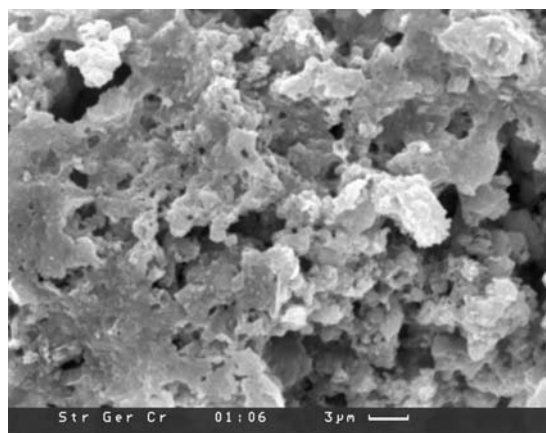
Фиг. 39. ЭДС этих микроколоний разного состава



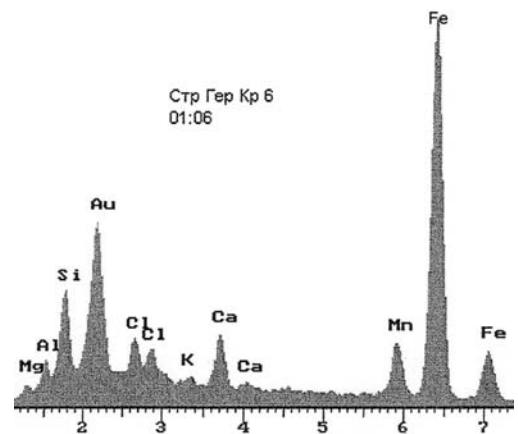
Фиг. 40. Эти микроколонии более детально



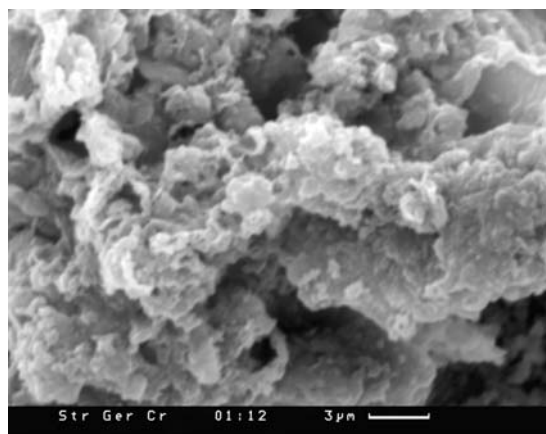
Фиг. 41. ЭДС этих микроколоний разного состава



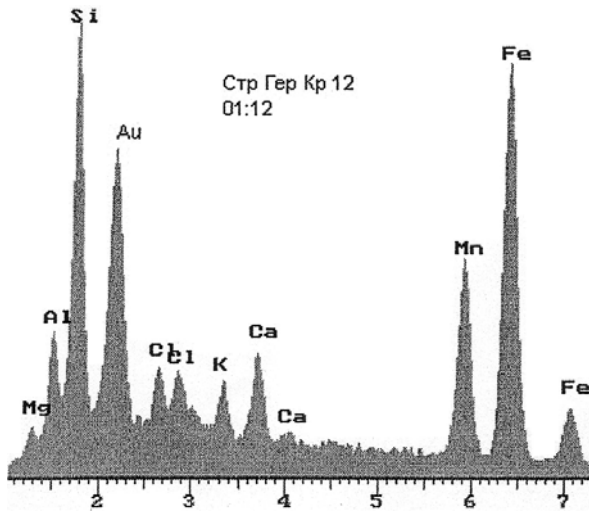
Фиг. 42. Еще одно обособление



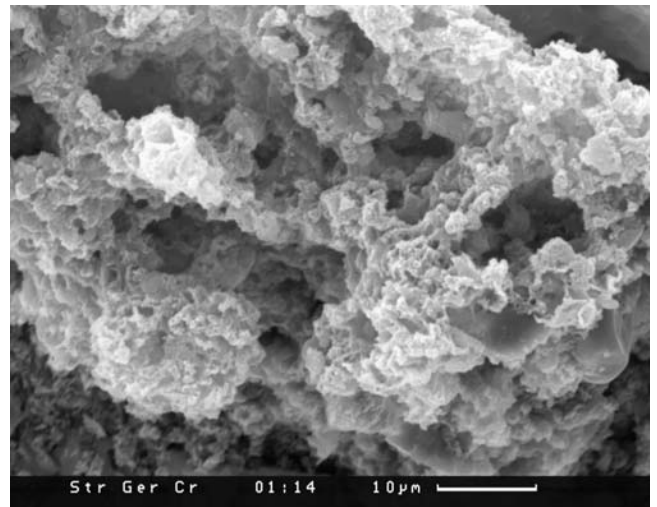
Фиг. 43. ЭДС с одним соотношением железа, марганца и кремнезема



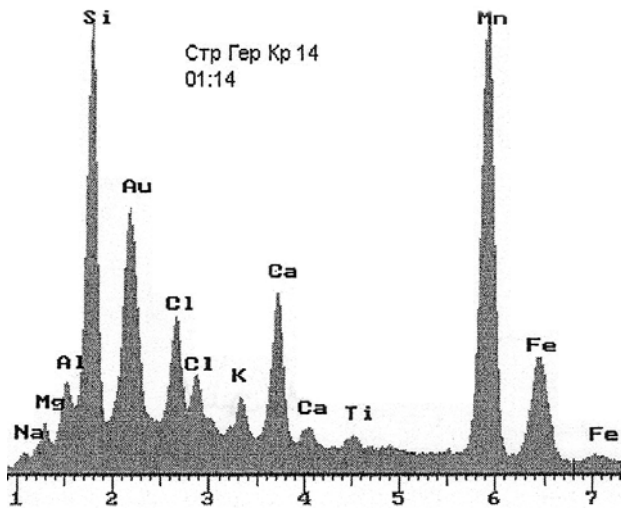
Фиг. 44. Другое обособление



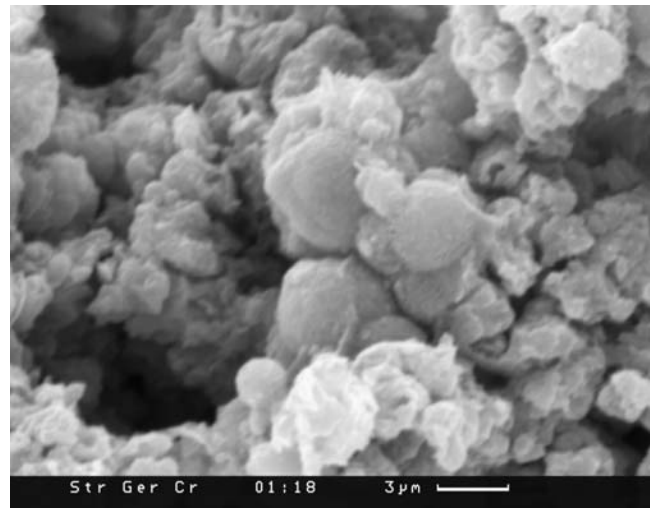
Фиг. 45. ЭДС этого обособления с другими соотношениями главных элементов



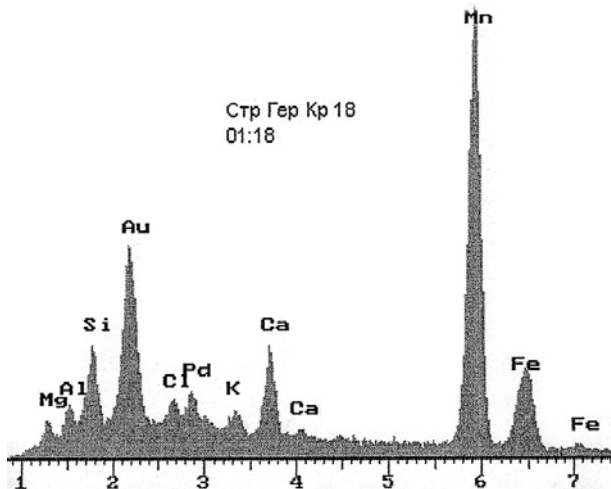
Фиг. 46. Следующее обособление



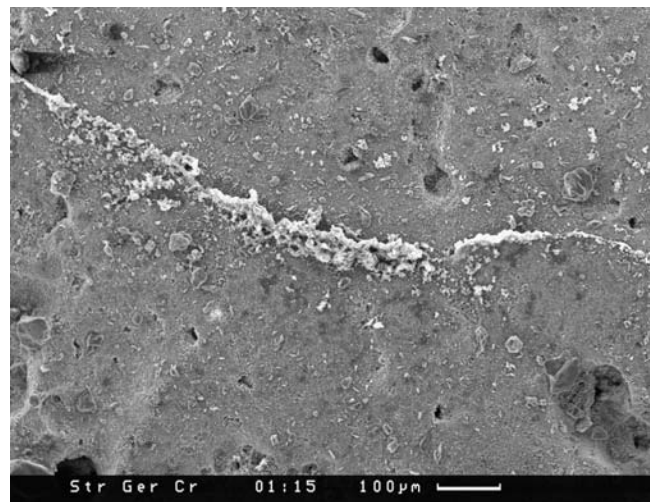
Фиг. 47. ЭДС этого обособления с иным соотношением главных элементов



Фиг. 48. Еще одно обособление

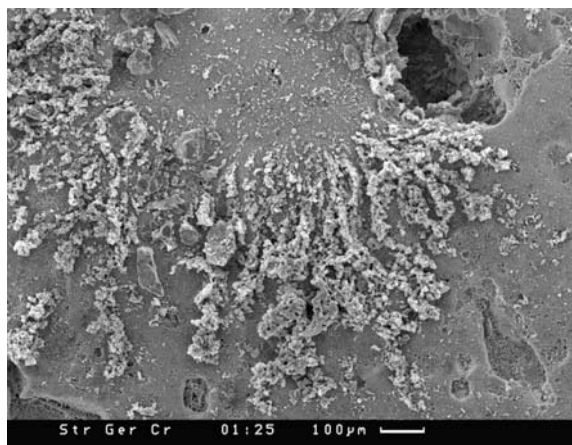


Фиг. 49. ЭДС этого обособления, существенно марганцевого

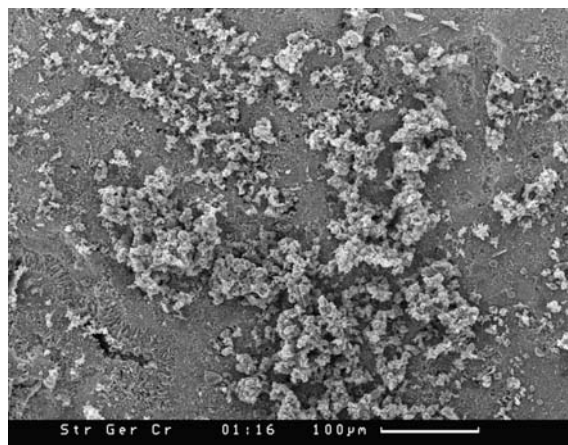


Фиг. 50–55. Серия фотографий в СЭМ различных Fe-Mn обособлений

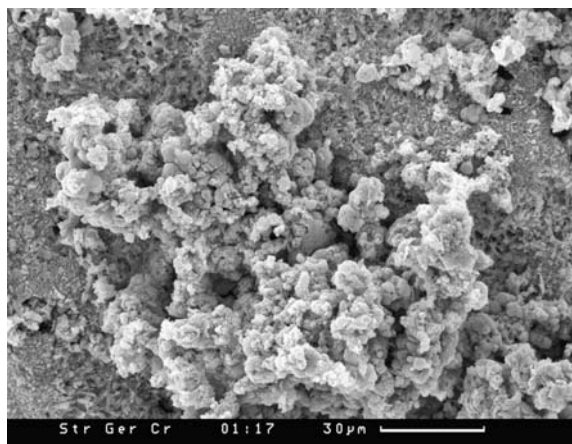




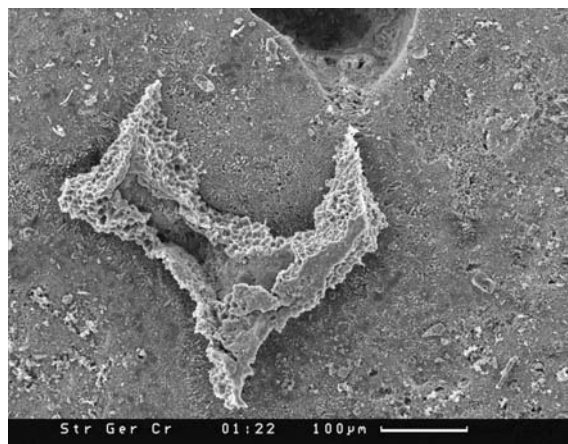
Фиг. 51.



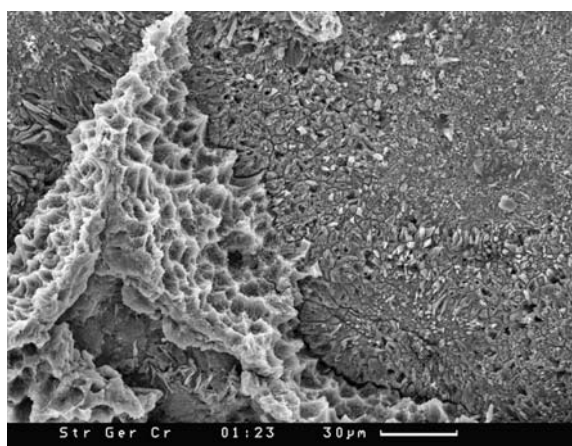
Фиг. 52.



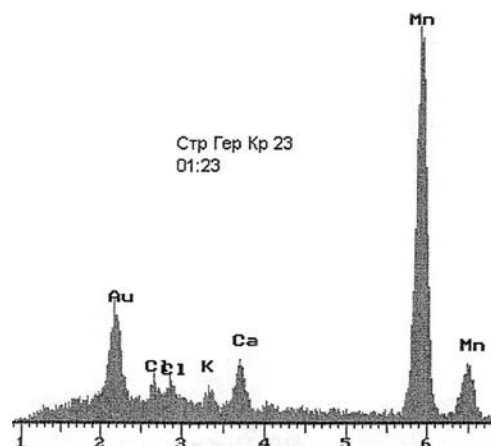
Фиг. 53.



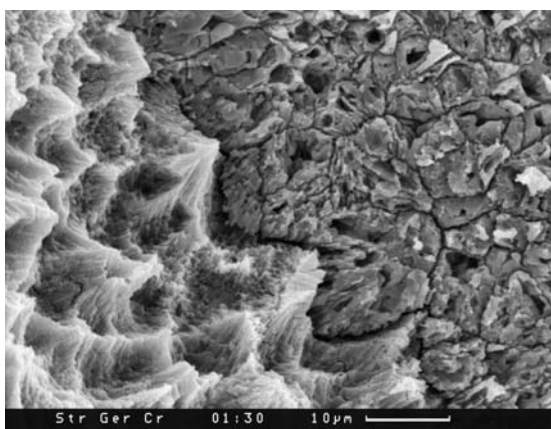
Фиг. 54.



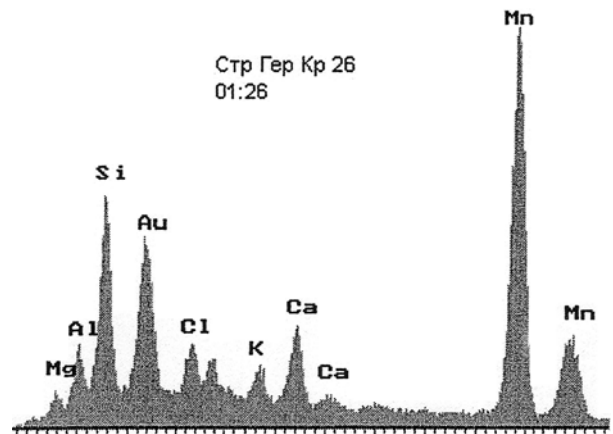
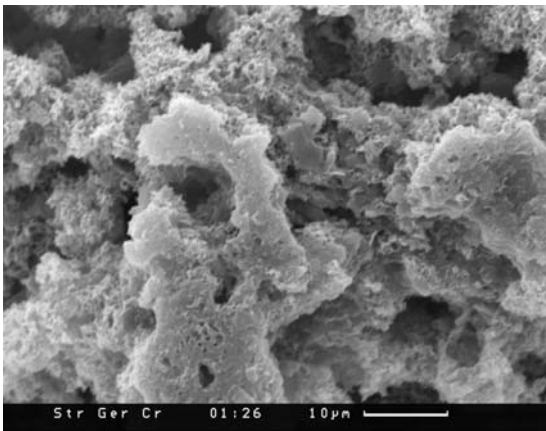
Фиг. 55.



Фиг. 56. ЭДС образования на фиг. 55, существенно из родохрозита

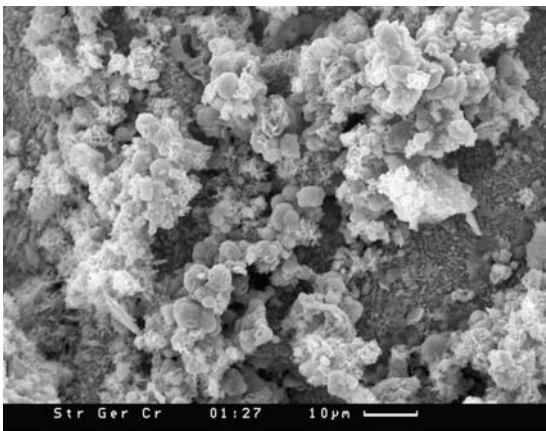


Фиг. 57. Непосредственная граница родохрозитового обособления и вмещающего кальцита строматолита, явно указывающая на проникающий характер родохрозита в кальцит

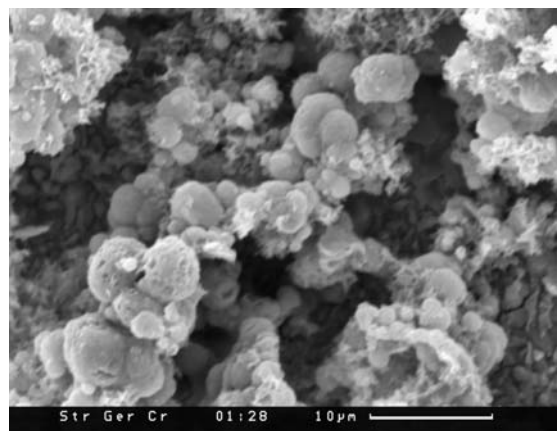


Фиг. 58, 60–67. Разные виды обособлений в разных увеличениях

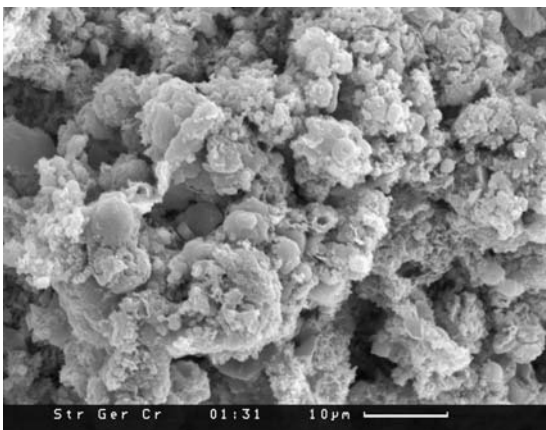
Фиг. 59. ЭДС фиг. 58



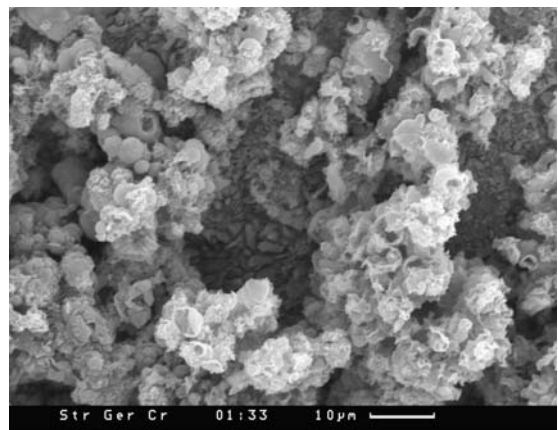
Фиг. 60.



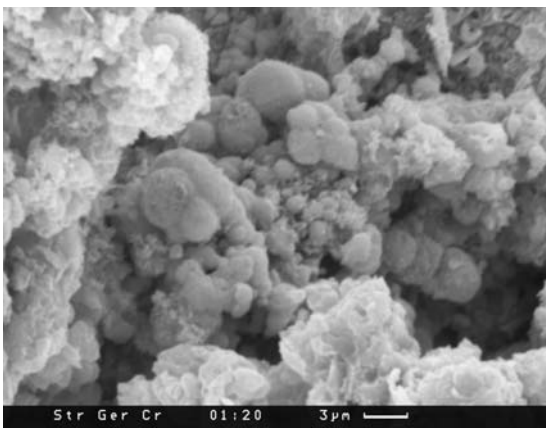
Фиг. 61.



Фиг. 62.

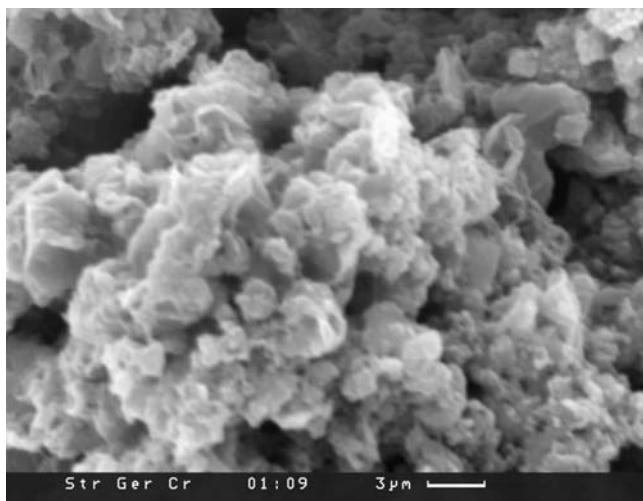


Фиг. 63.

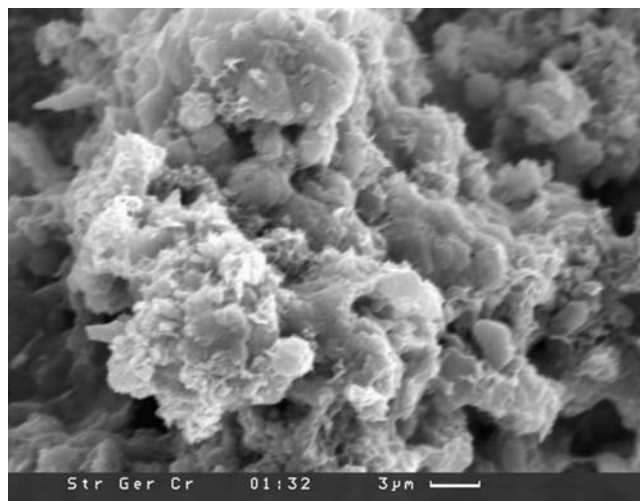


Фиг. 64.

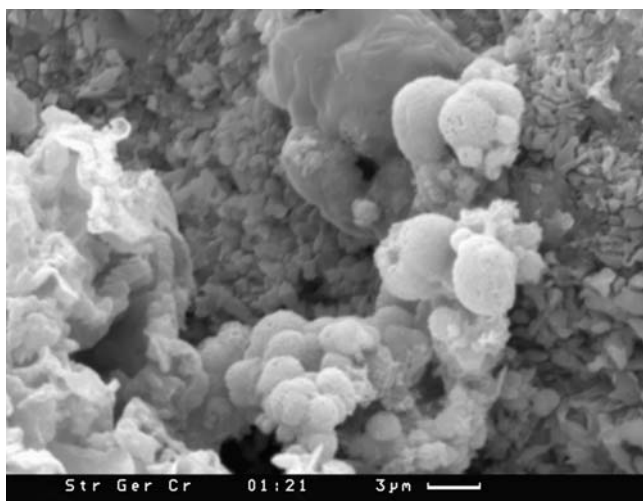




Фиг. 65.



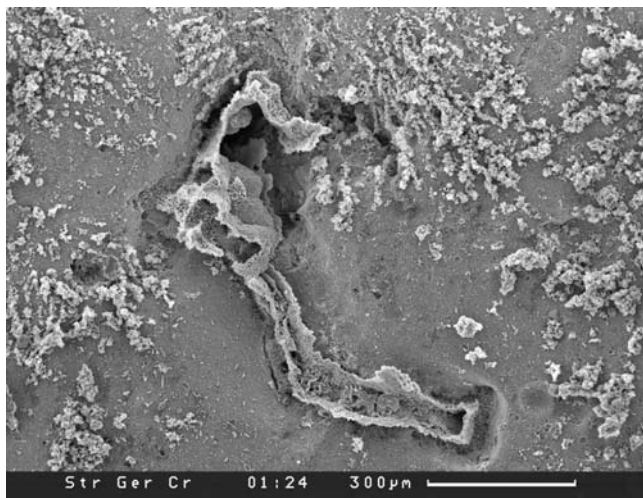
Фиг. 66.



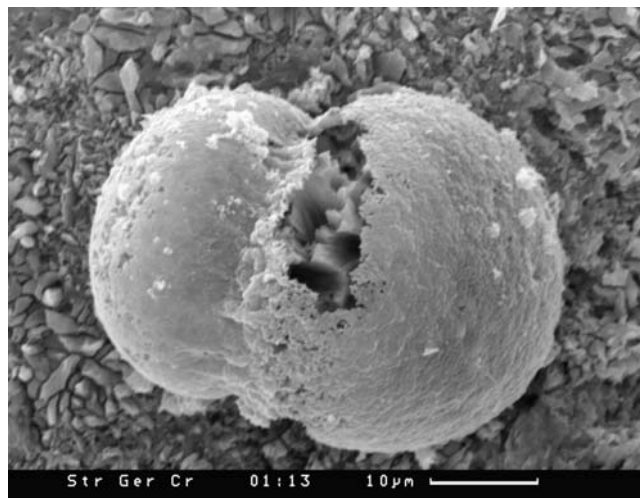
Фиг. 67.



Фиг. 68 и 69. Трубки червей. Они также образуют возвышающиеся структуры и замещены родохрозитом



Фиг. 69.



Фиг. 70. Шарообразные формы неясного систематического положения

## ГЛАВА 5. МЕЗОЗОЙСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Мезозойская марганцевая и железомарганцевая минерализация имеет на планете явно меньшую значимость, но тем не менее все же представлена достаточно крупными месторождениями. Кроме того, в эту эпоху были проявлены и различные своеобразные формы минерализации, что также заставляет обратиться к этому времени проявления оруденения.

### 5.1. Марганцевое месторождение Грут Эйландт, Австралия

*Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло (по материалам [67, 70, 443])*

Общая геологическая характеристика. Одно из довольно крупных марганцевых месторождений мира, крупнейшее в Австралии, эксплуатируется с 60-х годов прошлого века. Оно находится на острове Грут Эйландт, в западной части залива Карпентария, Северные территории.

Геологическое строение месторождения в общем сравнительно простое: на породах докембрия, нижнего и среднего кембрия, сравнительно ограниченными участками развиты отложения нижнего мела — слои Малламен, включающие последовательно: кварцевые пески, глины, марганценозные мергели, песчаные глины с пластом оксидов марганца в верхней части. Пиритсо-держачие марганценозные мергели содержат карбонатные конкреции, включающие родохрозит. Возрастное положение базируется на находках в глинах и оксидах марганца фораминифер раннего мела, в мергелях — отпечатков микропланктона и спор альба.

Слои Малламен в западной части острова несогласно перекрываются конгломератами условно позднего кайнозоя, состоящими из гальки аргиллитов, оксидов марганца, марганцевых пизолитов, причем состав гальки прямо зависит от состав подстилающих пород.

Пласт оксидов марганца в песчаных глинах является рудным телом месторождения. Он достаточно сложного строения, достигает мощности первых десятков метров, при средней в пределах около 3 м. В принципе его строение таково: в каолиновой массе, латерально достаточно неравномерно, но все же несколько слоисто, распределены последовательно пакеты из оолитов и пизолитов оксидов марганца и пакеты из обычно неравномерных до угловатых, а также пластинчатых обособлений тех же оксидов марганца, размером до 0,5 м и более в поперечнике. Все это создает впечатление о последних как о продуктах разрушения и переотложения слоек руды. Латеритные глины, включающие указанные формы, существенно каолиновые, а не гиббситовые, что скорее говорит о не сверхинтенсивном выветривании руд.

Руды залегают полого, с уклоном до 5°, не дислоцированы.

По минеральному составу руды пиролюзитовые, криптомелановые (последние скорее чаще во вторичных секущих прожилках). Отмечаются литиофоритовые разности, выполняющие пустоты в выщелоченных пизолитах или рудных обособлениях.

Относительно генезиса этих руд существуют разные точки зрения. Часть австралийских специалистов [442] считает их мелководно-седиментационными образованиями, типа руд Чиатури. При этом они исходят из позиции, по сути, химического отложения оксидов марганца.

Важную роль в отложении марганца биогеохимическим процессам отводит Дж. Оствальд [442], полагая, что оолиты и пизолиты являются типичными онколитами, а исключительно тонкая, хорошо выдержанная стратификация минерализованных аргиллитов указывает на важную роль в отложении марганца циано-бактериальных строматолитов. В дальнейшем руды испытали определенные диагенетические преобразования, а также и заметное выветривание.

Отечественные специалисты [67, 70] полагают, что рудный горизонт месторождения настолько сложного внутреннего сложения, с резко не выдержанными слоями, что считать его первично отложенной пачкой нельзя, соответственно и сопоставлять его с известными олигоцен-

выми месторождениями Украины и Грузии нет оснований. Поэтому более логично считать руды месторождения Грут Эйландт локально переотложенными продуктами глубокого окисления мергелистых отложений слоев Малламен, содержащих карбонаты марганца. Соответственно, руды месторождения могут быть сопоставлены с таким продуктом интенсивного выветривания как руды месторождения Моанда, Габон. Поскольку мы изучали и руды этого месторождения, читателям представляется возможность самим непосредственно сравнить их на уровне изучения в СЭМ и оценить справедливость такой аналогии.

**Результаты изучения в СЭМ.** В СЭМ было изучено два образца концентрически-зональных рудных пизолитов, любезно переданных Д.И. Головиным. Оба они представлены пизолитами до 3–5 см в поперечнике.

Общий вид сегмента пизолита обр. Ге2а представлен на фиг. 1. Ясно видна весьма четкая, выдержанная концентрическая зональность, достаточно маломощная, без каких-либо признаков ее нарушения. ЭДС этого сектора указывает (фиг. 2) на высокие содержания марганца и низкие кремнезема и алюминия, возможно, и магния. Содержания К и Ва явно находятся за пределами чувствительности. Характерно отсутствие хоть небольших количеств кальция, обычно указывающих на первично карбонатный характер оксидных руд. Все это говорит, что мы имеем дело скорее с обычным пиролюзитом. Строение концентрически-зональных структур пизолита при большем увеличении дано на фиг. 3–5. Из их анализа следует, что минимальные значения скорее единого, не разделяющегося концентра не более 10–15 мкм, при крайне высокой четкости ограничений. При этом отдельные концентры явно отчасти раскристаллизованы, что скорее характерно для не сильно выветренных марганцевых руд (см. раздел о рудах Никопольского месторождения). Фотографии окристаллизованных прослоев приведены на фиг. 5–7. Для них характерно, что новообразованные кристаллы ориентированы перпендикулярно зональности, т.е. центростремительно, что может говорить даже о флюидном характере процессов такой перекристаллизации. Вместе с тем, буквально рядом с перекристаллизованными участками, в основной массе соседних концентров (фиг. 7 и 8) присутствуют несколько окристаллизованные реликты размером до 2 мкм коккоидных форм.

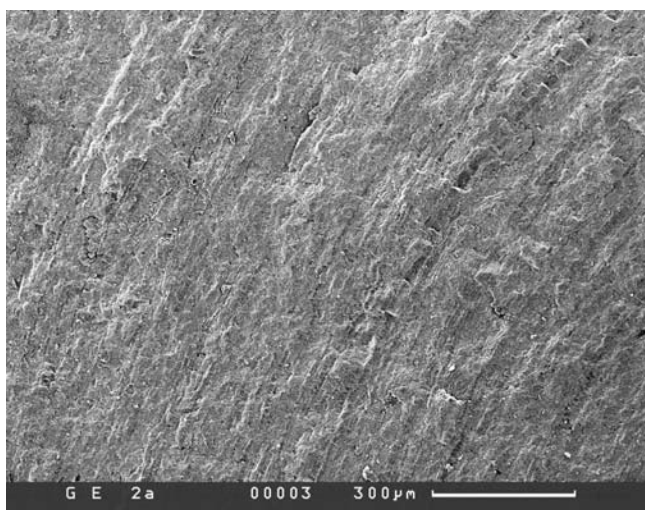
Другой обр. Ге2б не менее четкого концентрически-зонального сложения (фиг. 9). ЭДС его (фиг. 10) абсолютно аналогичен предыдущему образцу: те же высокие содержания марганца, при ограниченных количествах кремнезема и алюминия, т.е. скорее это тоже пиролюзит. Аналогична и выдержанность зональности (фиг. 11). Любопытно, что даже ядра пизолита (фиг. 12) могут быть окристаллизованы, при том, что окружающие концентры не несут признаков кристаллизации. Возникают окристаллизованные участки весьма локально (фиг. 13 и 14). Интересно, что состав кристаллитов практически не отличается от состава пизолита в целом (фиг. 15). Это говорит о том, что такие изменения не зависят от внешних поступлений вещества, т.е. процессы перекристаллизации происходят изохимически. При больших увеличениях не окристаллизованные участки часто выглядят (фиг. 16 и 17) как продукты весьма тонкого сложения, скорее микробиального характера.

**Заключение по результатам изучения в СЭМ.** Изученные в СЭМ два образца пизолитов месторождения Грут Эйландт представляют примеры весьма четкой, без каких-либо признаков нарушения, концентрически-зональной структуры, что исключает предположение о их существенных преобразованиях после формирования. Но они показывают очень локальную кристаллизацию, с явными признаками образования кристаллических форм по принципу роста сферолитов и полным сохранением общего состава, т.е. без признаков привноса или выноса компонентов. Никаких свидетельств иного разрушения пизолитов нет. Такая окристаллизация обычно характерна для марганцевых руд, подвергшихся заметному выветриванию, например, на Никопольском месторождении и ряде других. Но поскольку более часто сохраняются некристаллизованные участки, степень выветривания не высока.

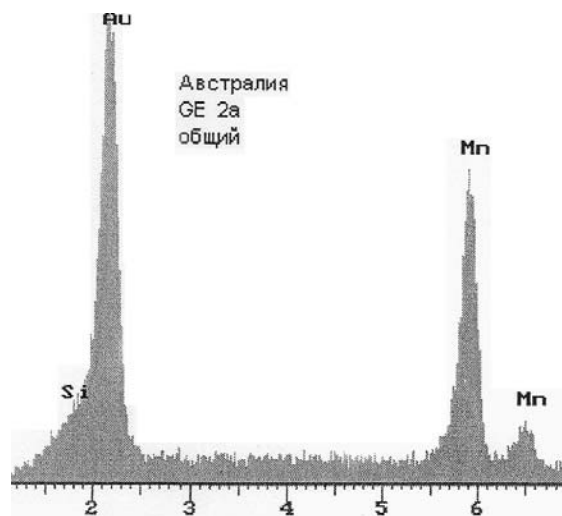
Другой вопрос — как сформировались такие пизолиты? Возможны предположения, что они образовались как в коре выветривания, так и в мелководном морском бассейне, но не путем окисления карбонатных пизолитов, о чем может в частности говорить отсутствие в ЭДС кальция. Образовать же концентрически-зональную структуру очень тонкого рисунка явно онколитового типа может только сочетание процессов вращения и нарастания микробиальных пленок — так,

как это и происходит в весьма мелководных обстановках [283], в частности на шельфе Камеруна, где имеются такие образования, минерализованные и железом, и марганцем (см. соответствующий раздел). Определенная переработка пизолитов Грут Эйландт, судя по многочисленным фотографиям Дж. Оствальда [442] связана и с развитием в них серии секущих прожилков криптомелана. Литиофорит же, который столь своеобразно развит на месторождении Моанда, Габон (см. соответствующий раздел), здесь в аналогичном проявлении не описан, он развит только локально в пустотках растворения пизолитов. Соответственно определение абсолютного возраста К-Аг методом руд Грут Эйландт — путь достаточно опасный, ибо подавляющая часть калия скорее вторична и характеризует возраст формирования криптомелана, а не время формирования секущих им пизолитов.

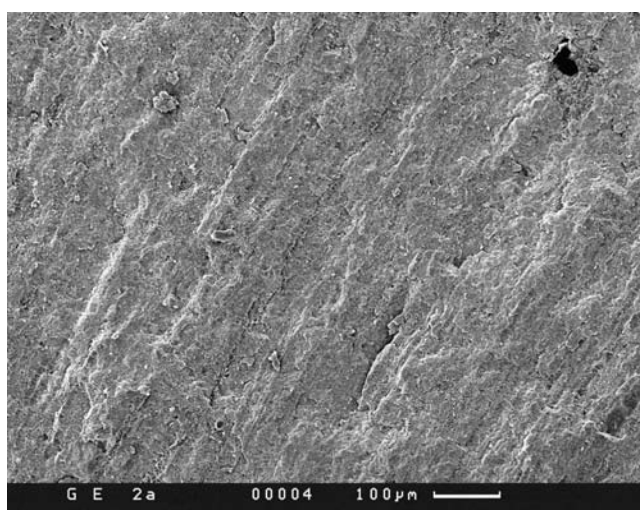
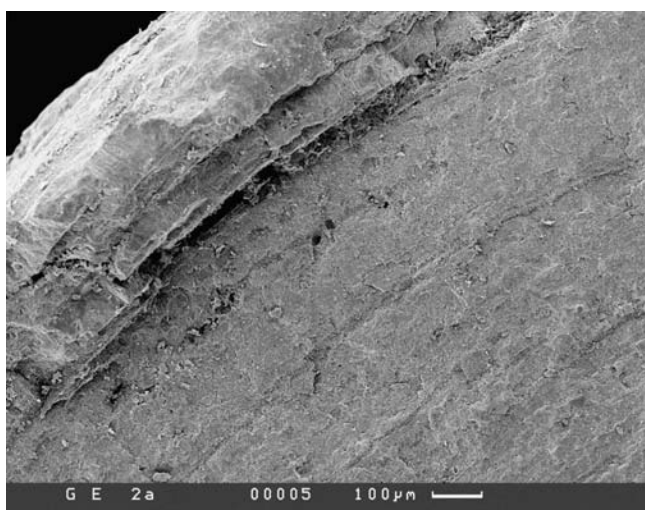
Таким образом, сделанные наблюдения скорее склоняют к тем представлениям, что современные окисные руды месторождения Грут Эйландт, в части представленной онколитами и пизолитами, скорее образовались в меловое время, и заметно, но не критически, изменились в последующем. В результате произошло развитие прожилков криптомелана, частичная кристаллизация и т.п. При их формировании должна была иметь место высокая гидродинамика среды в мелководных обстановках, которая, в частности, способствовала частичному переотложению и образованию не округлых, а слоеподобных форм, неправильных обособлений и т.п.



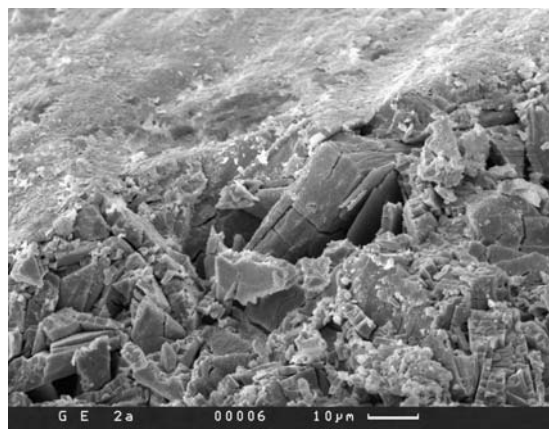
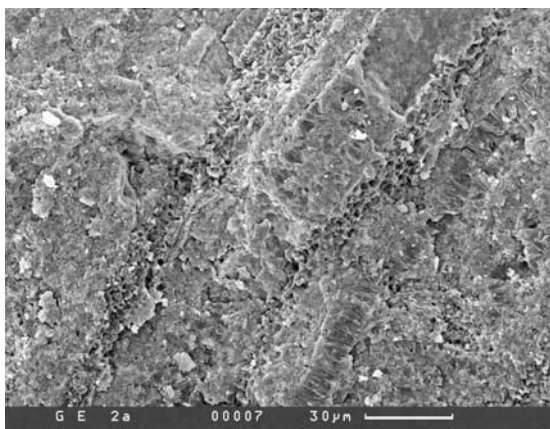
Фиг. 1. Общий вид сегмента пизолита обр. Ге2а в СЭМ



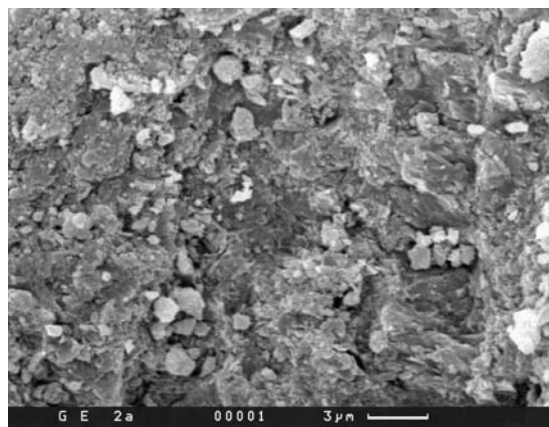
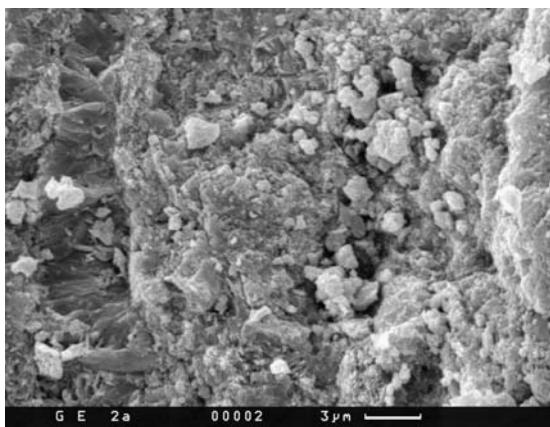
Фиг. 2. ЭДС этой части, указывающий на высокие содержания марганца, низкие кремнезема и алюминия



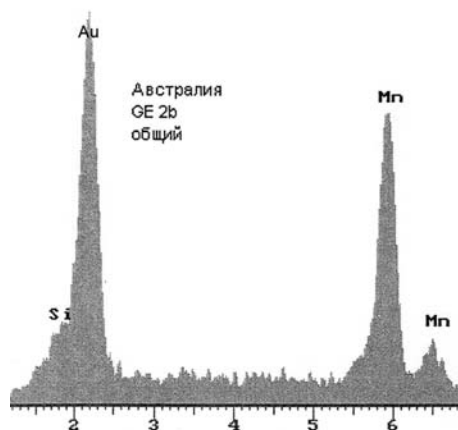
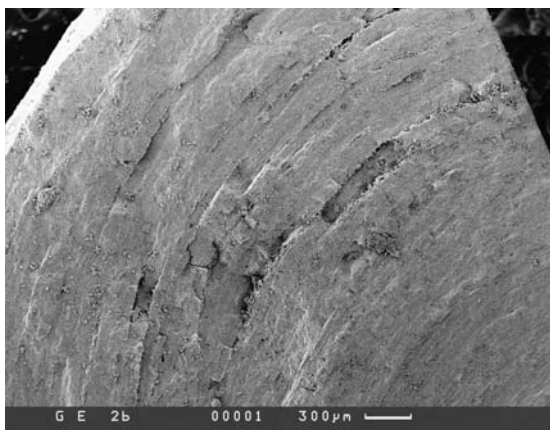
Фиг. 3 и 4. Строение разных частей пизолита при большем увеличении



Фиг. 5 и 6. Участки раскристаллизации в концентрически-зональной оболочке пизолита

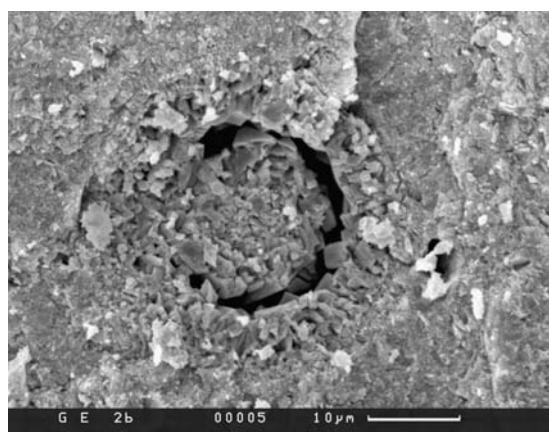
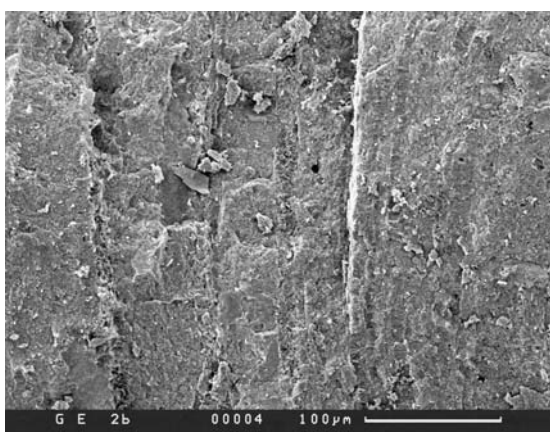


Фиг. 7 и 8. Менее преобразованные участки пизолита, в которых, возможно, участвуют несколько измененные коккоидные формы



Фиг. 9. Сегмент другого пизолита — обр. Ге2б

Фиг. 10. ЭДС этого сегмента — полная аналогия с предыдущим



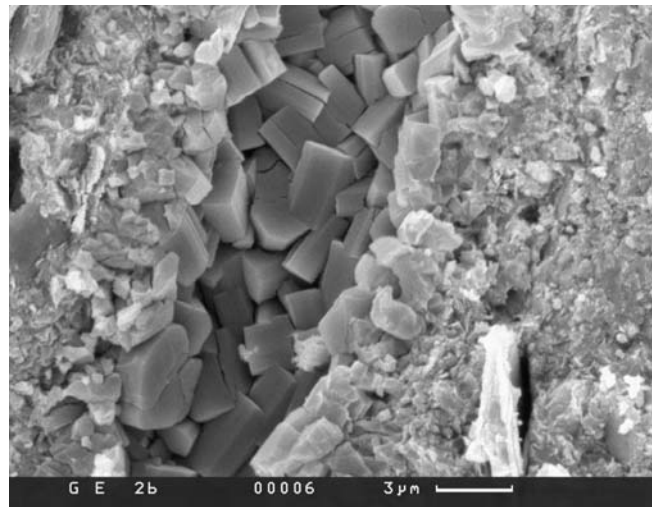
Фиг. 11. Более детальное строение пизолита

Фиг. 12. Ядро пизолита, охваченное перекристаллизацией

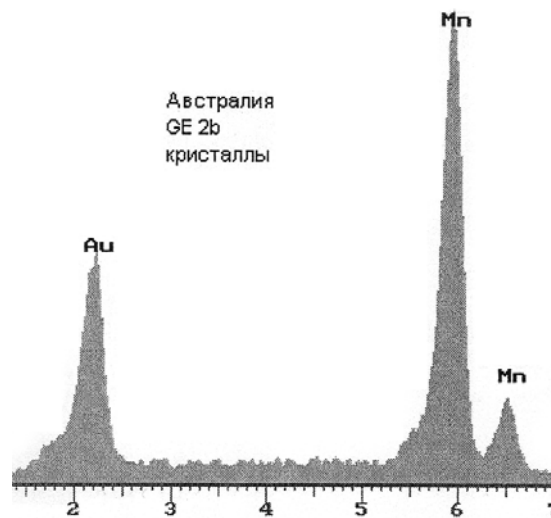




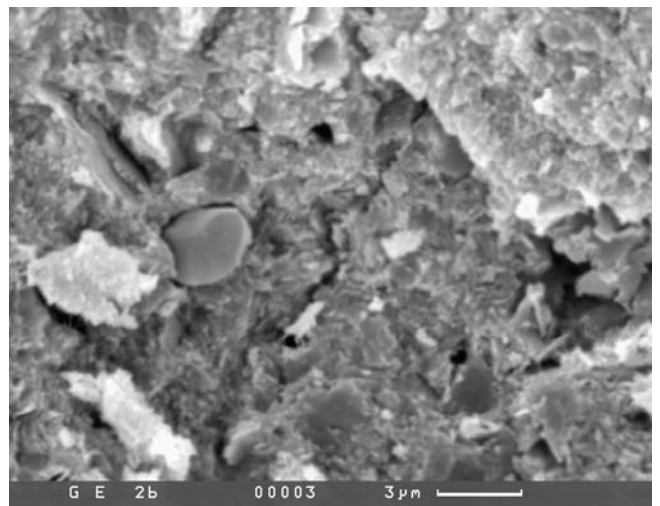
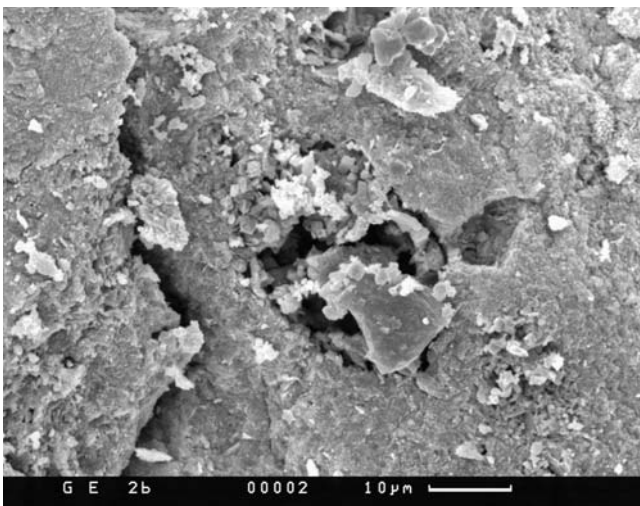
Фиг. 13. Раскристаллизованная часть зональной структуры пизолита



Фиг. 14. То же, более детально



Фиг. 15. ЭДС окристаллизованной части, вполне аналогичное общему ЭДС пизолита



Фиг. 16 и 17. Вид не кристаллизованных частей пизолита при большем увеличении. Основа скорее — микробальная



## 5.2. Железомарганцевая минерализация строматолитов, онколитов георгиевской свиты Западной Сибири, Россия

Первые указания о присутствии марганценосных отложений в юрских комплексах Западной Сибири относятся к середине 40-х годов, но наиболее полные описания сделаны в последние годы Ю.Н. Заниным с коллегами [143, 144], по которым и приводится здесь их характеристика. Эти образования приурочены к георгиевскому горизонту, возраст которого определяется в интервале от верхов оксфордского до низов волжского ярусов верхней коры. Район распространения их — Шаимский район и Среднее Приобье в пределах Западно-Сибирской плиты. Минерализация изучена по керну скважин.

В Шаимском районе мощность марганценосного горизонта 9,8–9,9 м. Он сложен чередованием карбонатных и глауконитовых, глинисто-глауконитовых слоев, мощности которых соответственно — первых от 0,1 до 2,3 м, вторых — от 0,1 до 5,6. Карбонатные марганцевые руды представлены постройками строматолитов, онколитами, массивными образованиями. Онколиты погружены в карбонатный марганцевый матрикс, включающий и микростроматолиты. Марганца в карбонатах в пределах 18–34%, в среднем по 24 пробам 24,5%. Кроме того, Mg — 2,45, FeO — 3,04%. Иногда устанавливаются повышенные содержания сидерита — до 15–29%. Характерен дефицит CO<sub>2</sub>, что предполагает присутствие и оксидов марганца. Много в карбонатах тонкого, аутигенного кварца: SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — от 4–5 до 12–14%. Изредка присутствуют конкреции фосфорита.

В Среднем Приобье, т.е. восточнее, мощность горизонта от 0,1 до 1,32 м, при содержании MnO<sub>2</sub> 2,55–14,5%, при среднем около 11%. Полагают, что столь заметное снижение содержаний объясняется относительным удалением от питающей провинции, в качестве которой принимаются коры выветривания палеозойских эффузивов восточного склона Урала. Далее на север и восток проявления марганца в одновозрастных породах вообще отсутствуют.

Карбонатные породы, включающие мелкостолбчатые строматолиты и формировались по представлениям авторов [143, 144] в весьма мелководном бассейне, характеризующимся, в связи с этим, повышенным содержанием O в морской и поровой водах. Обстановка слабо восстановительного режима в условиях весьма низкой щелочности, обеспечивали почти одновременно формирование карбонатов марганца и аутигенного кремнезема, хотя кристаллизация последнего несколько запаздывает. Развитие кальцита, карбонатный состав марганцевых руд, присутствие иногда сидерита, при отсутствии доломита, возможно, указывает на несколько пониженную соленость относительно нормально морской.

Авторы настоящей монографии, на основе широкого рассмотрения марганцево-рудного процесса в ней, придерживаются несколько иных представлений об условиях формирования карбонатов марганца в георгиевской свите, в частности сомневаются в справедливости идеи о поставках марганца из столь удаленного источника, как выветривающиеся вулканиты восточного склона Урала, и в некоторых других построениях. Однако, принципиально факт развития, сложенных карбонатом марганца строматолитов и онколитов представляется исключительно важным и несомненным.

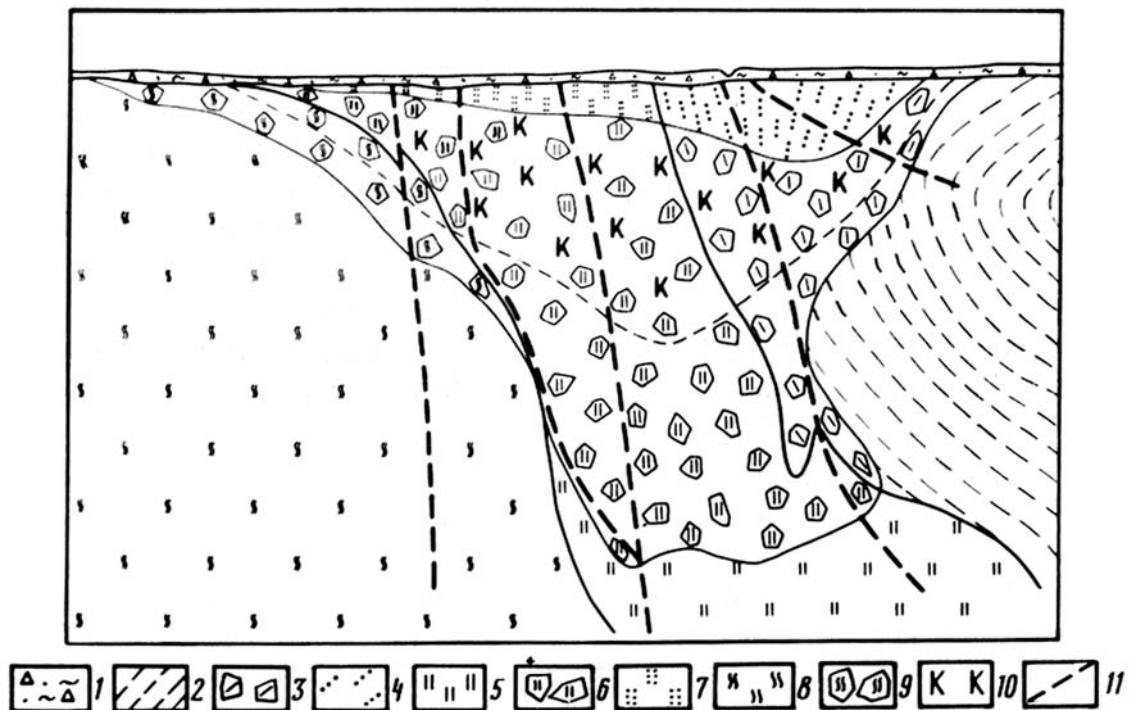
Следует отметить, что до недавнего времени марганцевые строматолиты юрского возраста были известны только из Западной Сицилии в красных юрских известняках в ассоциации с окисными марганцевыми конкрециями.

### 5.3. Железомарганцевая минерализация коры выветривания Олимпиадинского золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия

*А.Д. Слукин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

На территории Енисейского края и примыкающих к нему частей Сибирской платформы сохранились многочисленные реликты латеритных и каолиновых кор выветривания и продуктов их переотложения (Татарские месторождения бокситов, ассоциирующие с латеритизированными амфиболитами, останцы Широкие Полканы, Майгунна и другие с реликтами латеритов на породах трапшовой формации и ряд проявлений с осадочными бокситами). Олимпиадинское месторождение расположено на севере края в наиболее возвышенной его части на склоне водораздела с абсолютными отметками 700–780 м. Здесь имеются реликты площадных кор выветривания каолинит-гидрослюдяного состава, развитых на метасоматитах и верхнепротерозойских сланцах. Их золотоносность привлекла внимание, и этот район был выбран как полигон для минералого-геохимических исследований золотоносных кор выветривания, которые были успешно проведены Н.Б. Сергеевым (253).

Площадные коры выветривания имеют небольшую мощность (в среднем до 2 м), больше сохранились линейные коры, достигающие мощности в десятки и сотни метров. Они развиты в замковой части антиклинальной складки на контакте безуглеродистых и углеродсодержащих сланцев кординской свиты. Кора выветривания Олимпиадинского месторождения в плане имеет седловидную форму, на западе выделяется изометричный участок, сложенный продуктами выветривания безуглеродистых сланцев и кварц-карбонат-слюдяных метасоматитов и окаймлённый с севера, востока и юга подковообразным телом выветрелых углеродсодержащих сланцев. В разрезе кора выветривания имеет мульдо- или конусообразную форму и достигает глубины 260–400 м (рис. 1). Основным объём коры составляют продукты выветривания метасоматитов, развитых на контакте пачек безуглеродистых и углеродсодержащих сланцев.



**Рис. 1.** Схематический разрез коры выветривания месторождения (составлено с использованием материалов Ю.И. Новожилова, В.И. Арефьевой, Д.А. Дорошенко, П.В. Прохоренко)

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2–4 — углеродсодержащие кварц-хлоритоид-слюдяные сланцы и продукты их выветривания: 2 — неизменные, 3 — гидрослюдяные, 4 — каолиновые; 5–7 — углеродсодержащие слюдяно-карбонат-кварцевые метасоматиты и продукты их выветривания: 5 — неизменные, 6 — гидрослюдяные, 7 — каолиновые; 8–9 — безуглеродистые слюдяно-карбонат-кварцевые сланцы и метасоматиты и продукты их выветривания: 8 — неизменные, 9 — гидрослюдяные; 10 — гидрослюдяно-каолиновые выветрелые породы; 11 — тектонические нарушения.

Минеральный состав материнских метасоматитов и безуглеродистых сланцев: кварц, кальцит, анкерит, мусковит и биотит, местами — хлорит и акцессорные: рутил, турмалин, апатит, клиноцоизит, гранат, сфен и андалузит, изредка в породах встречается углерод. При метасоматическом изменении сланцев произошла их перекристаллизация с увеличением размеров зёрен и исчезновением сланцеватости, при этом биотит превращается в пеннин с включением тонкоигольчатых кристаллов рутила.

В профиле коры выветривания выделены зоны: дезинтеграции, гидрослюд и каолинита, которые наглядно представлены на геохимической диаграмме (рис. 2). На ней видно, что в зоне гидрослюд произошло полное растворение карбонатов и вынос  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ , что отразилось на существенном уменьшении объёмного веса породы. В зоне каолинита произошло дальнейшее уменьшение объёмного веса до  $1,5 \text{ г/см}^3$  и увеличение пористости до 30%. Для рассматриваемой темы важно отметить, что в зоне каолинизации резко увеличилось содержание марганца: если в свежих породах его было значительно меньше 1%, до 0,1%, то здесь отмечается 3,21%  $\text{MnO}$  и более. При этом, изоволюметрические расчёты и полевые наблюдения свидетельствуют об абсолютном обогащении марганцем каолинизированных пород.

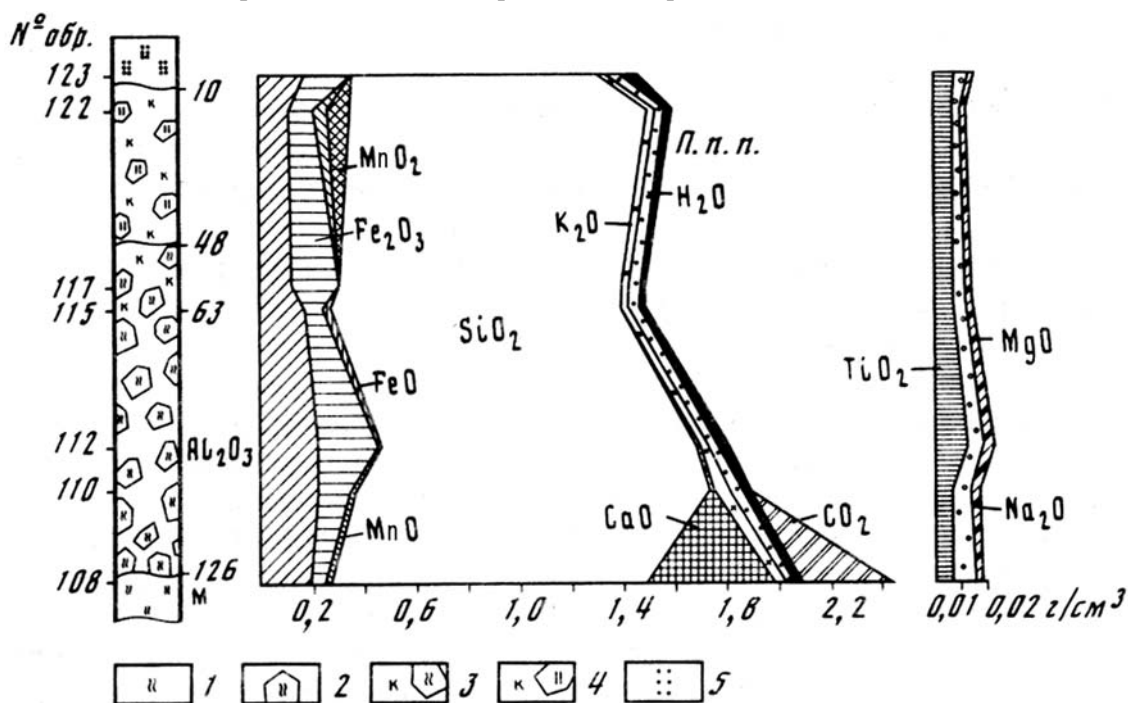


Рис. 2. Геохимическая диаграмма профиля выветривания безуглеродистых и углеродистых метасоматитов (скв. 413)

1–3 — безуглеродистые метасоматиты и продукты их выветривания: 1 — неизменные, 2 — гидрослюдяные, 3 — гидрослюдяно-каолиниевые; 4–5 — продукты выветривания углеродсодержащих метасоматитов: 4 — гидрослюдяно-каолиниевые, 5 — каолиниевые.

Углеродсодержащие метасоматиты сложены кварцем, анкеритом, железистым кальцитом, мусковитом, биотитом и клиноцоизитом; в виде примесей встречаются хлорит, рутил, силлиманит, сфен и апатит, а также сульфиды железа, свинца и сурьмы. Углеродистое вещество образует струйчатые выделения и сгустки, вкрапления в интерстициях зёрен указанных минералов, а битумы образуют скопления глобулей; общее содержание углерода достигает 0,5%. Кора выветривания этих пород аналогична вышеописанной. В зоне каолинизации концентрация марганца достигает 3,34%  $\text{MnO}$ . Здесь отмечено повышенное содержание сурьмы, свинца и мышьяка.

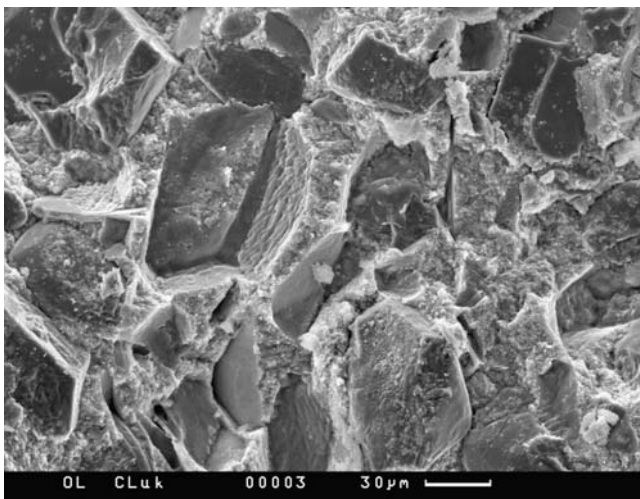
Углеродсодержащие сланцы, имея тот же качественный минеральный состав, содержат до 3%  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Кроме того, в них присутствуют сульфиды: пирит, марказит и мельниковит. В зоне каолинизации, помимо гипергенных каолинита и галлуазита, развиты псевдоморфозы гётита по сульфидам.

Скопления марганца во всех корах выветривания месторождения приурочены к верхним частям зон каолинизации и, по крайней мере в современном рельефе, находятся вблизи поверхности. Они образуют крупные, до 20 см и более, стяжения (желваки), простейшие формы которых имеют вид шаров, линз, а в местах их скопления и слияния представляют собой весьма причудливые творения природы. Кое-где проявлены короткие жилообразные формы. Основной минерал желваков — вернадит, но они включают в себя обильные чешуйки мусковита и псевдоморфозы каолинита по мусковиту и зёрна кварца.

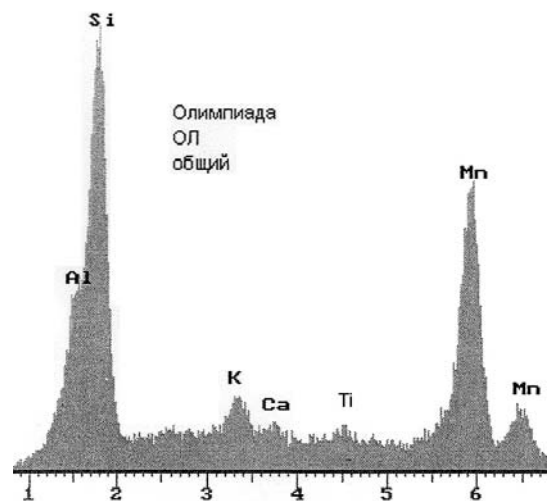
**Результаты изучения в СЭМ.** Изучен один образец из коры выветривания месторождения Олимпиада, потому что в коре выветривания были известны повышенные содержания марганца. Из-за того, что это кора выветривания золоторудного месторождения, напыление образца производилось не золотом, а углеродом.

Общий вид образца коры выветривания в СЭМ представлен на фиг. 1. Образец состоит из угловатых, алевритовой размерности обломочного кварца и полевого шпата, окруженных матрицей разного характера. ЭДС площади фиг. 1 представлен на фиг. 2. Ясно, что кварц-полевошпатовый материал преобладает, хотя марганца в целом относительно много. Одна часть матрикса (фиг. 3) между обломочными зёрнами, представляет собой плотную породу, состоящую из массы мелких минерализованных кокков и как показывает ЭДС (фиг. 4) с крайне высоким содержанием марганца, а присутствие только Al скорее говорит о развитии литиофорита. Другая часть матрикса тоже плотная, сливная, скорее кристаллизованная (фиг. 5) также высоко марганцевая, также с литиофоритом (фиг. 6). Матрикс, в котором практически отсутствует Si, но есть Al может служить указанием на интенсивное выветривание. На фиг. 7–10 показаны участки матрикса при разном увеличении. Видно присутствие скоплений крупных кокковидных форм, которые в результате минерализации выглядят как округлые формы, сложенные из пластинок, возможно состоящих из литиофорита.

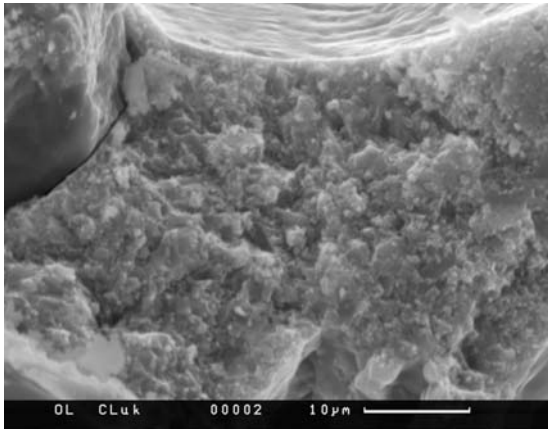
Хотя матрикс коры выветривания месторождения Олимпиада разный, он всегда высоко марганцевистый. Имело бы смысл принципиально проверить возможность выделения марганцевых продуктов из пород коры выветривания месторождения для использования. Любопытно также узнать, концентрируется ли в коре выветривания золото, и в каких минеральных фазах.



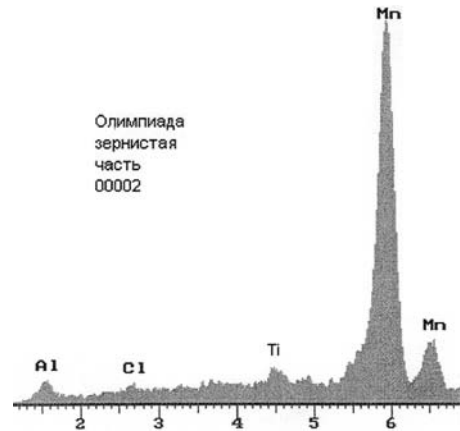
Фиг. 1



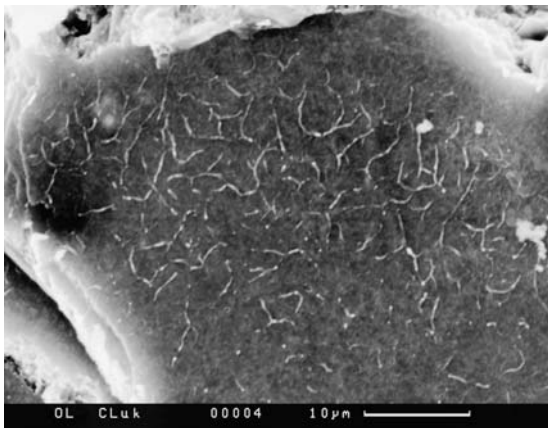
Фиг. 2.



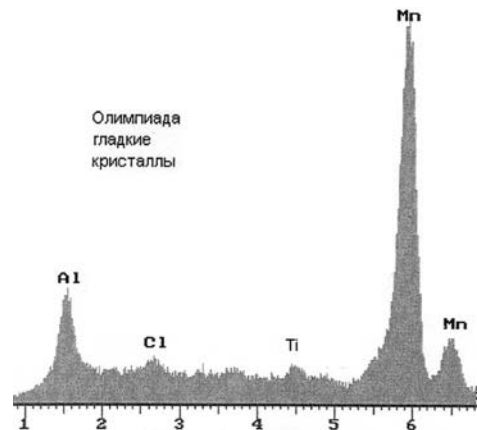
Фиг. 3.



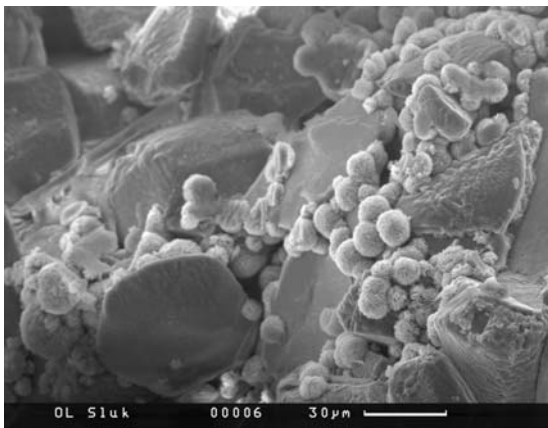
Фиг. 4.



Фиг. 5.



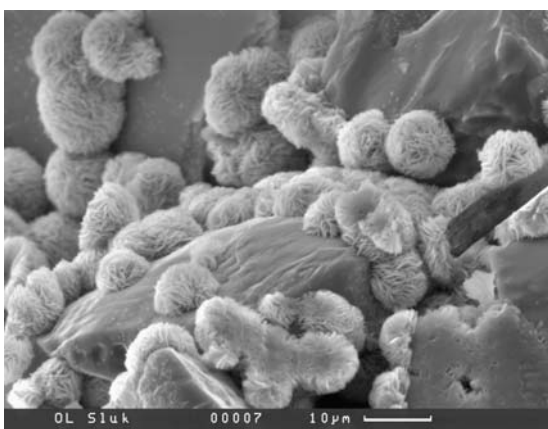
Фиг. 6.



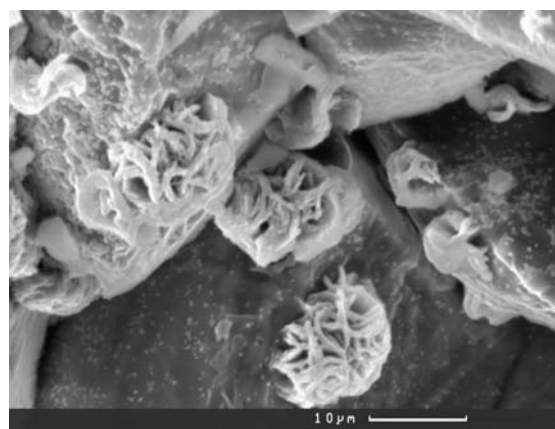
Фиг. 7.



Фиг. 8.



Фиг. 9.



Фиг. 10.



## 5.4. Железомарганцевая минерализация коры выветривания Чадобецкого поднятия Сибирской платформы, Россия

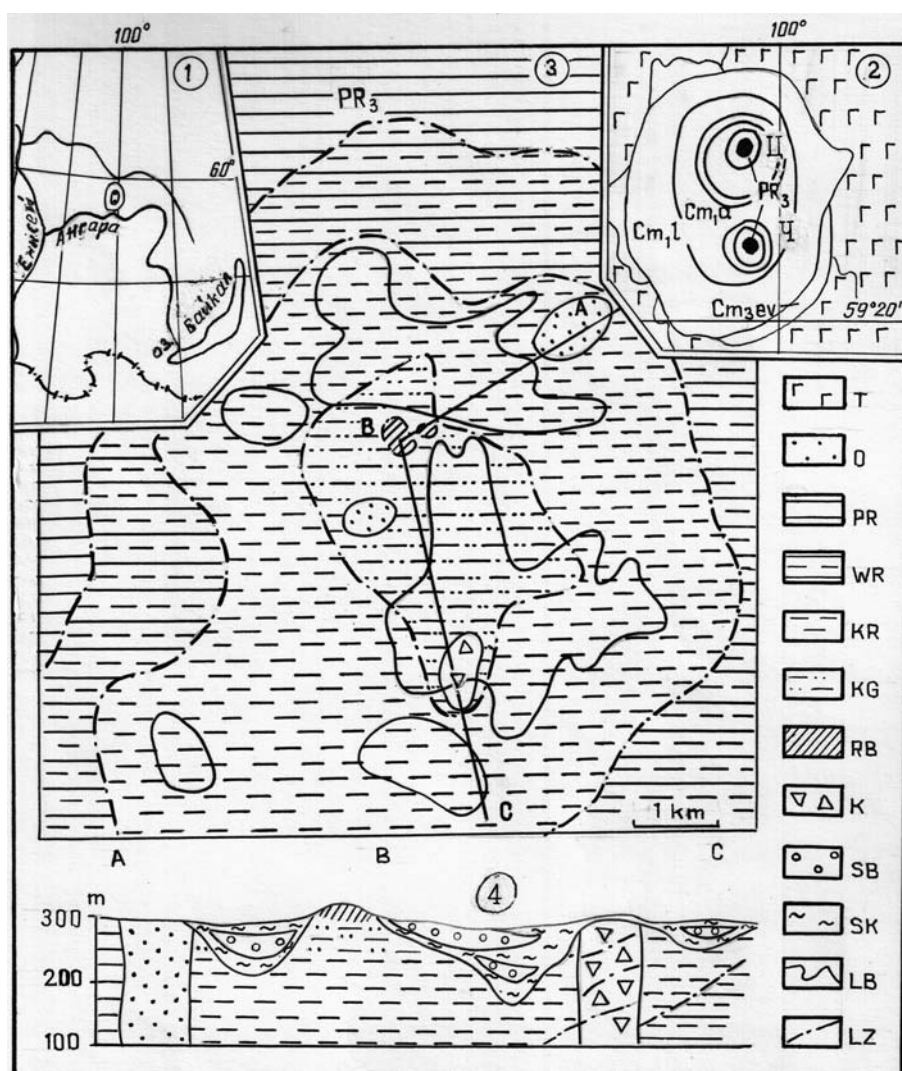
*А.Д. Слукин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

На территории Сибирской платформы проявления экзогенных марганцевых руд распространены очень широко. Они повсеместно развиты на поверхности выветрелых и закарстованных известняков в виде маломощных (от нескольких сантиметров до 0,5 м) корок, желваков и рыхлых скоплений. Изучение корок показало, что они сложены концентрически-зональными выделениями псиломелана и гётита, обволакивающими идиоморфные кристаллы доломита, в то время как кальцит полностью растворён. В химическом составе корок обнаружено 35,86 мас.%  $Fe_2O_3$ , 2,82%  $MnO$  и 15,21%  $MnO_2$ .

В сохранившихся латеритных профилях на долеритах отмечается небольшое (до 0,1–0,4%) накопление  $MnO$  в зоне каолинизации и почти полный вынос его в зоне гиббситизации.

Крупные скопления марганцевых руд образовались в корах выветривания карбонатитов Чадобецкого поднятия. Поднятие находится в юго-западной части Сибирской платформы в среднем течении р. Чадобец — правого притока р. Ангары. Оно представляет собой брахиантиклинальную структуру эллипсовидной формы с размерами осей 46 и 35 км, осложнённую более мелкими брахиантиклиналями: Териновской (северный выступ-ядро с размерами осей 19 и 16 км) и Чуктуконской (южный выступ-ядро с размерами 7 и 6 км) и разделяющими их Тогонской синклиналию и Усть-Жерновской антиклиналью (рис. 1). Поднятие сложено толщей докембрийских отложений, прорванных

в послераннетриасовое время щелочными ультраосновными породами, включающими кимберлитовые трубки и карбонатиты. В среднем мезо-



**Рис. 1.** Географическое положение (1) и схематические геологические карты Чадобецкого поднятия (2) и бокситового месторождения Центральное (3). PR<sub>3</sub> — верхний протерозой (семеновская, дольчиковская и брусковская свиты). С и Ch — Центральное и Чуктукон. Т — траппы. О — охры. PR — материнские породы: сланцы и силы щелочных ультрабазитов; W.R. — выветрелые породы; K.R. — каолинизированные породы; R.B. — остаточные бокситы; K.G. — каолинит-гиббитовые породы; К — кимберлиты; S.B. — осадочные бокситы; S.K. — осадочные каолины; L.B. — границы площади осадочных бокситов; L.Z. — границы зон коры выветривания.

зое на Сибирской платформе в условиях довольно стабильного тектонического режима и прогрессирующего увлажнения и потепления климата активизировались процессы выветривания, которые достигли оптимума в меловом периоде. Тогда в обстановке тропического палеоклимата сформировались мощные латеритные коры выветривания на всех горных породах. В зависимости от состава материнской породы латеритные продукты имеют различный состав: высококачественные гиббситовые бокситы — на кварц-мусковит-полевошпатовых сланцах, высокожелезистые гиббситовые бокситы — на кимберлитах и железо-марганцевые охры сложного минерального состава — на карбонатитах. Латеритизация продолжалась до палеогена и была прервана возникновением высочайшей горной системы Гималаев, преградившей доступ муссонам на просторы Сибири.

Мощность латеритных кор выветривания на Чадобецком поднятии достигает рекордных величин. Так, на тектонически напряжённых докембрийских отложениях, слагающих свод северного выступа, мощность коры достигает 600 м, а на южном превышает 300 м (вся мощность не установлена), при этом мощность коры на карбонатитах составляет 200–300 м. На северном выступе расположено месторождение Центральное, на южном — Чуктукон.

Карбонатиты — твёрдые плотные средне- и крупнокристаллические породы с однородной белой или пятнистой и полосчатой окраской: белой, серой и буровой. Среди них выделяются кальцитовые, кальцит-доломитовые, сидерит-кальцитовые, кальцит-доломит-апатитовые, барит-кальцитовые, кварц-апатитовые и другие разновидности; кроме породообразующих минералов имеются примеси: пироксены, флогопит, пирит, сфалерит, галенит, пирротин, пирохлор, гематит, пиролюзит, флюорит, а также аксессуарные: паризит и ортит. Химический состав карбонатитов, как и минеральный, очень пёстрый. В отдельных образцах определены содержания (в мас, %): FeO до 6,55; MnO до 3,22; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,22; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 26,92; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,91; содержания главных оксидов показаны на геохимической диаграмме (рис. 2).

Граница карбонатитов и продуктов их латеритного выветривания резкая. Вблизи контакта в карбонатитах имеются многочисленные каверны, видны следы растворения карбонатов. Здесь развиты прожилки и гнёзда кристаллов кальцита, барита, кварца и апатита и натёчные выделения гидроксидов железа. Выше карбонатиты сменяются бурыми и чёрно-бурыми Fe-Mn-охрами с реликтовыми блоками карбонатитов, обильными гнёздами и жилками кристаллов кварца, барита, карбонат-апатита и натёчных выделений гётита, псиломелана и франколита. В охрах хорошо сохраняются частично или полностью изменённые октаэдрические кристаллы пирохлора и их двойниковые сростки. Они имеют желтоватый цвет, шелковистый блеск и высокую порис-

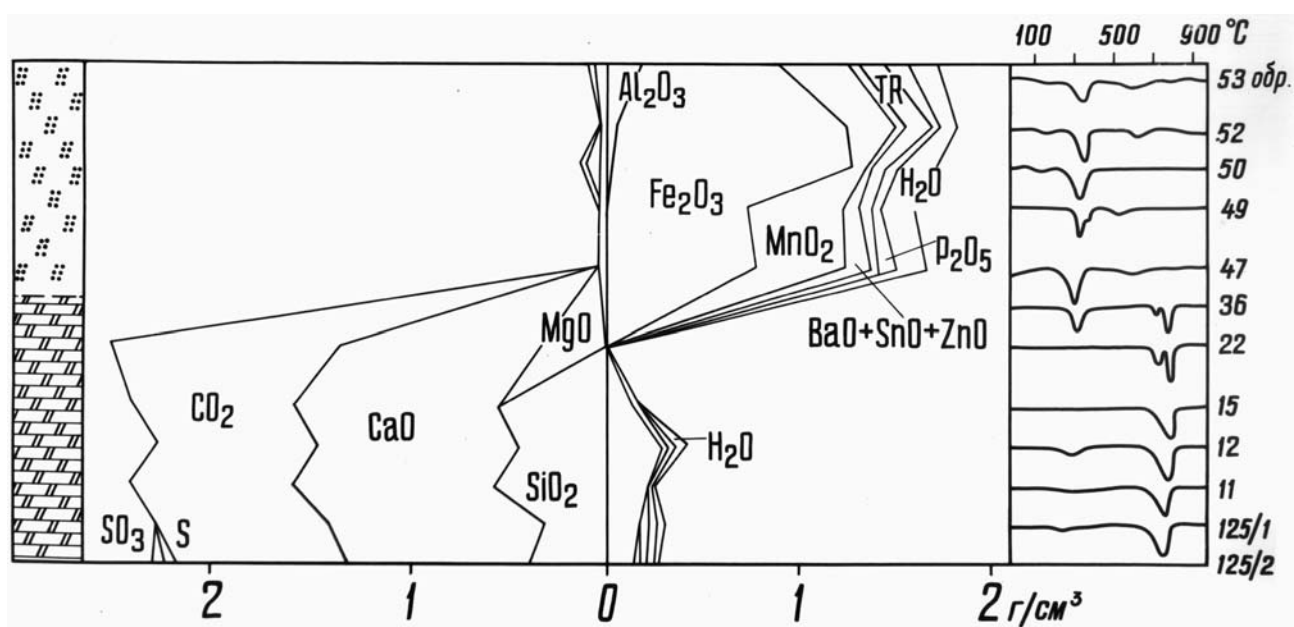


Рис. 2. Геологическая колонка — профиль латеритной коры выветривания по карбонатитам (внизу — карбонатиты,верху — Fe-Mn-охры); геохимическая диаграмма, демонстрирующая поведение главных химических компонентов и кривые ДТА отдельных образцов.

тость; извлечению из охры не поддаются, сразу превращаясь в порошок. Микронзондовое изучение показало, что первичные пирохлоры почти полностью потеряли кальций и натрий, которые заместились барием, стронцием, церием, иттрием или их смесями. В пустотах охр в ассоциации с гематитом и кварцем обнаружены белые радиально-лучистые агрегаты чёрчита (185). Мощность охр с обильными выделениями вторичных минералов и реликтами карбонатитов достигает 100 м.

Выше охры становятся ещё более рыхлыми. В них преобладают минералы железа и марганца: гётит, гематит, псиломелан, пиролюзит, манганит, голландит, литиофорит, рамсделлит и рентгеноаморфные вещества, похожие на гематит и псиломелан, но с большим количеством воды. В этих охрах содержание  $Fe_2O_3$  достигает 68,73% и  $MnO_2$  — 31,26%. В охрах неравномерно распределены гнёзда и слойки различных гипергенных фосфатов: белого порошковатого монацита, лимонно-жёлтых скрытокристаллических рабдофана и флоренсита, а также радиально-лучистые белые конкреции крадаллита, горсейксита и голяцита. Количество фосфатов редких земель местами настолько велико, что они являются главными или одними из главных минералов охр, и это отражается в их химическом составе в высоком содержании  $TR_2O_3$  (до 14,40% на Центральном месторождении и 50,93% на Чуктуконе). Участки охр, обогащённые рабдофаном, монацитом и флоренситом, достигают мощности 70–150 м. Общий химический состав охр показан на геохимической диаграмме (рис. 2). На ней видно, что весь объём  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $CO_2$  и  $SiO_2$  при выветривании был вынесен, а в образовавшихся охрах произошло абсолютное обогащение  $Fe_2O_3$ ,  $MnO_2$ ,  $TR_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ,  $H_2O$ ,  $BaO$ ,  $SrO$ ,  $ZnO$  и  $Al_2O_3$ . При этом произошло существенное уменьшение объёмного веса и возникла высокая пористость.

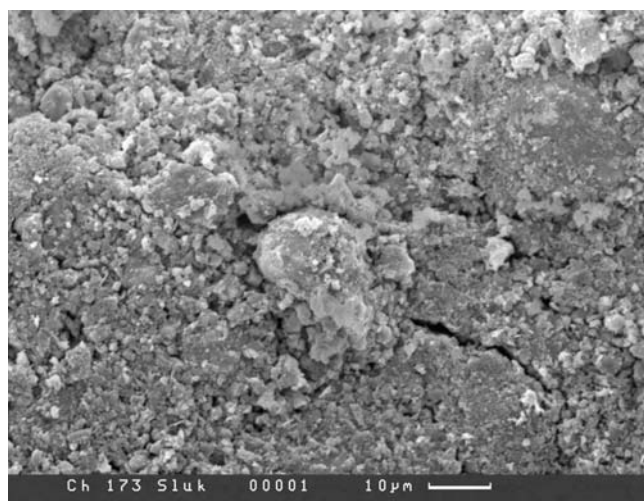
Полное описание кор выветривания Чадобецкого поднятия, их минералогии и геохимии приведено в работах (255, 256, 450, 451).

**Результаты изучения в СЭМ.** В СЭМ изучено два образца из коллекции А.Д. Слукина.

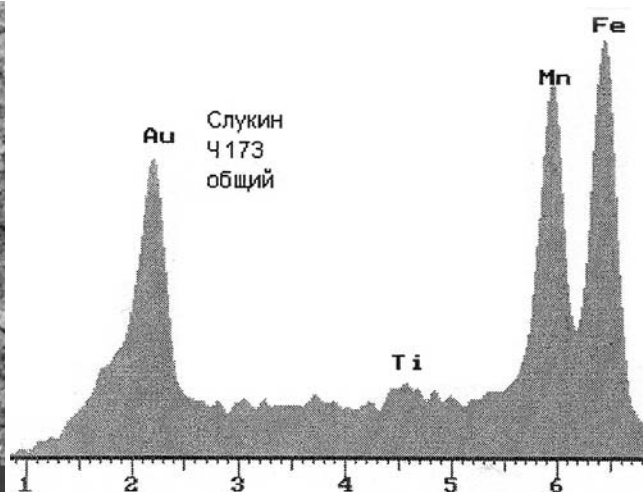
Обр. Ч173 характеризует кору выветривания железо-марганцевого состава на массиве карбонатитов Чуктукон. Общий вид его представлен на фиг. 1. Здесь в тонкозернистой, довольно однородной массе встречаются более крупные обособления, иногда кристаллоподобные. ЭДС этой площади дан на фиг. 2. Он указывает на существенно железо-марганцевый состав соответствующей коры выветривания. Проверены сравнительно крупные обособления (фиг. 3). ЭДС одного из них (фиг. 4) указывает на существенно железистый состав с низкими значениями марганца и кремнезема. Строение же основной массы (фиг. 5–7) весьма мелкозернистое, скорее всего, сложено оно весьма мелкой минерализованной микробиотой.

Другой обр. Ч177 по сути аналогичного строения (фиг. 8 и 10), однако, состав его, судя по ЭДС (фиг. 9), напротив исключительно марганцевый, может быть с небольшой примесью железа. Просмотрев многие сотни образцов марганцевых руд с разных районов мира, мы до сих пор не наблюдали столь высоких содержаний, при практическом отсутствии примесей. По сути, здесь речь идет здесь о марганцевых рудах с содержанием оксидов более 90%.

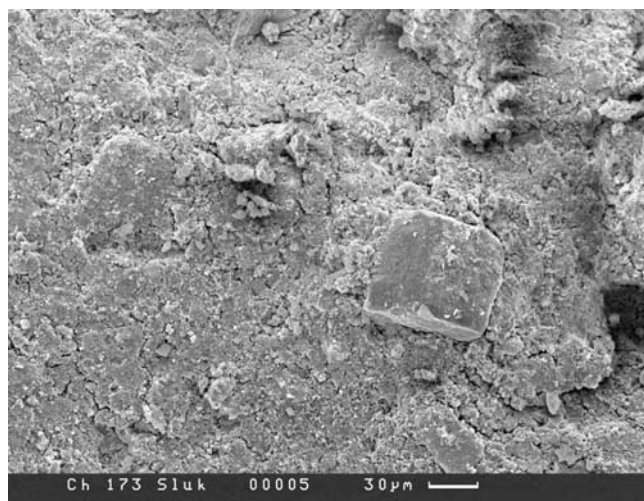
Малое число изученных проб не дает возможности сделать полные выводы, но близость к известным рудам кор выветривания представляется вполне ясной. Принципиально важно другое — присутствие столь богатых марганцевых руд требует весьма серьезного их изучения, тем более, что в коре выветривания массива Чуктукон известны и апатит — редкометалльные руды. Видимо, стоило бы осуществить принципиальное общее изучение этой минерализации для получения предварительной оценки.



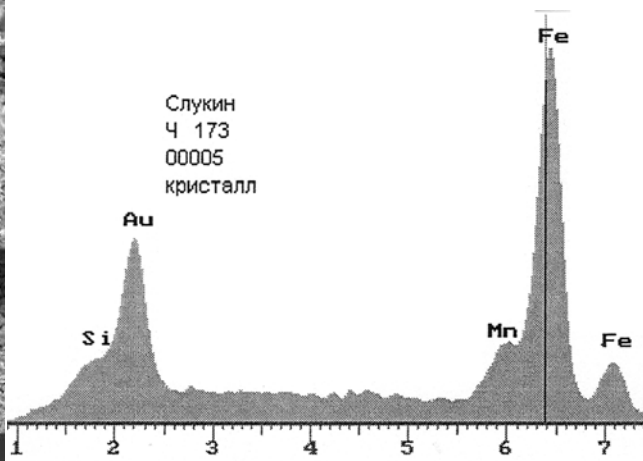
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ обр. Ч173. В преобладающей мелкозернистой основной массе присутствуют относительно крупные обособления



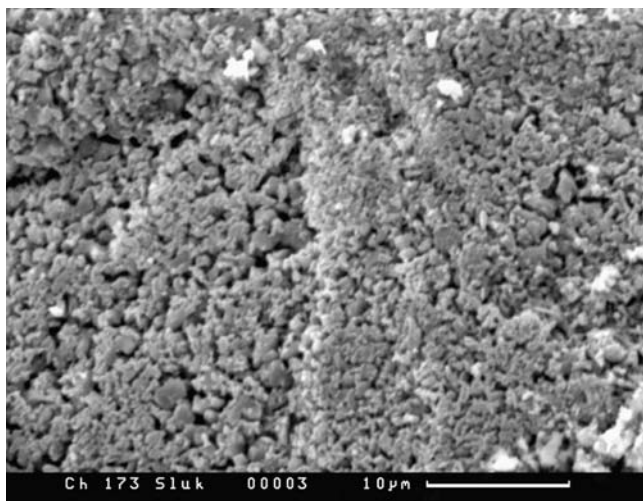
Фиг. 2. ЭДС этого участка с высокими содержаниями марганца и железа



Фиг. 3. Более крупные обособления в основной массе

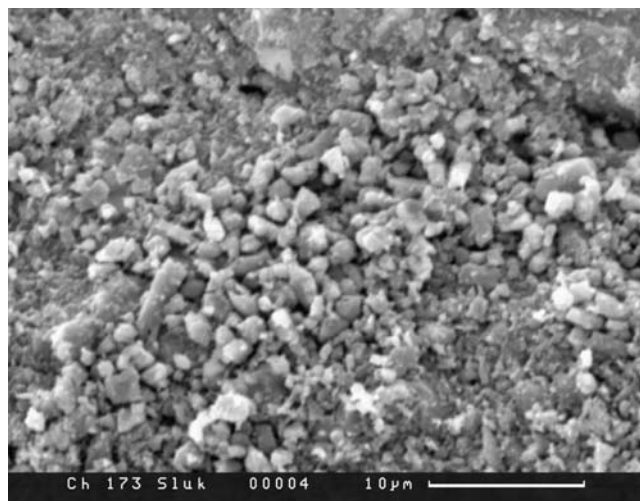


Фиг. 4. ЭДС кристаллического образования, существенно железистого

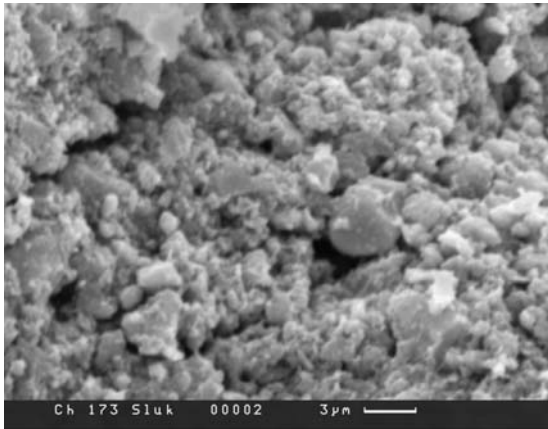


Фиг. 5.

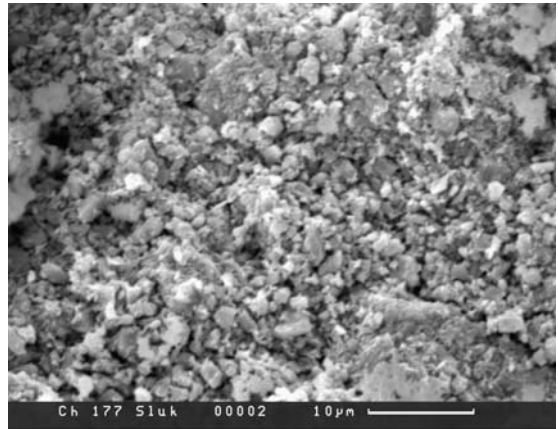
Фиг. 5–7. Особенности сложения основной массы в разных участках. Видимо, существенно состоит из минерализованной микробиоты



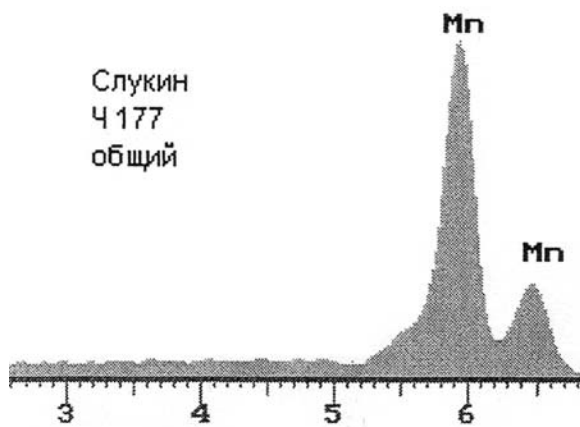
Фиг. 6.



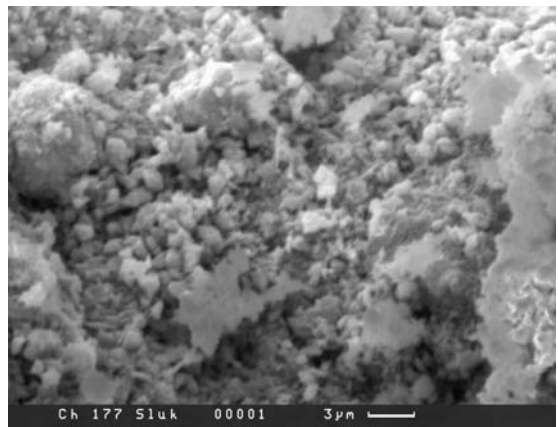
Фиг. 7.



Фиг. 8. Строение основной массы обр. Ч177, скорее преимущественно из минерализованной микробиоты



Фиг. 9. ЭДС этого участка с почти исключительным содержанием марганца, отчасти, возможно, и немного железа



Фиг. 10. Строение основной массы обр. Ч177, скорее преимущественно из минерализованной микробиоты

## ГЛАВА 6. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

### 6.1. Улутелякское марганцевое месторождение, Россия

*В.М. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Улутелякское месторождение марганца расположено в восточной части Восточно-Европейской платформы, в 95 км на восток-северо-восток от г. Уфа и в 14 км к западу от г. Аша (Башкортостан). В геологическом отношении оно приурочено к юго-восточному окончанию Верхнекамской впадины и отделено от Предуральяского прогиба Рязано-Охлебининским валом субмеридионального простирания.

Марганцевое оруденение приурочено к филипповскому горизонту кунгурского яруса ( $P_1kg\ fl$ ), который на площади месторождения представлен ритмичной улутелякской свитой, залегающей с несогласием на подстилающих карбонатах артинского яруса [197, 113] (рис. 1, 2). В основании свиты залегают ангидритовые породы ( $P_1kg\ fl_1$ ) мощностью 35–40 м, которые вверх по разрезу сменяются карбонатными (известняки, мергели) марганцевистыми породами ( $P_1kg\ fl_2$ ) мощностью до 5,3 м и перекрываются толщей ангидритовых пород ( $P_1kg\ fl_3$ ) мощностью до 50 м. Завершается разрез рудного интервала пластом марганцевистых известняков ( $P_1kg\ fl_4$ ) мощностью до 8 м.

Филипповские отложения без видимого перерыва перекрываются ангидритами и гипсами иреньского горизонта (мощностью до 25 м).

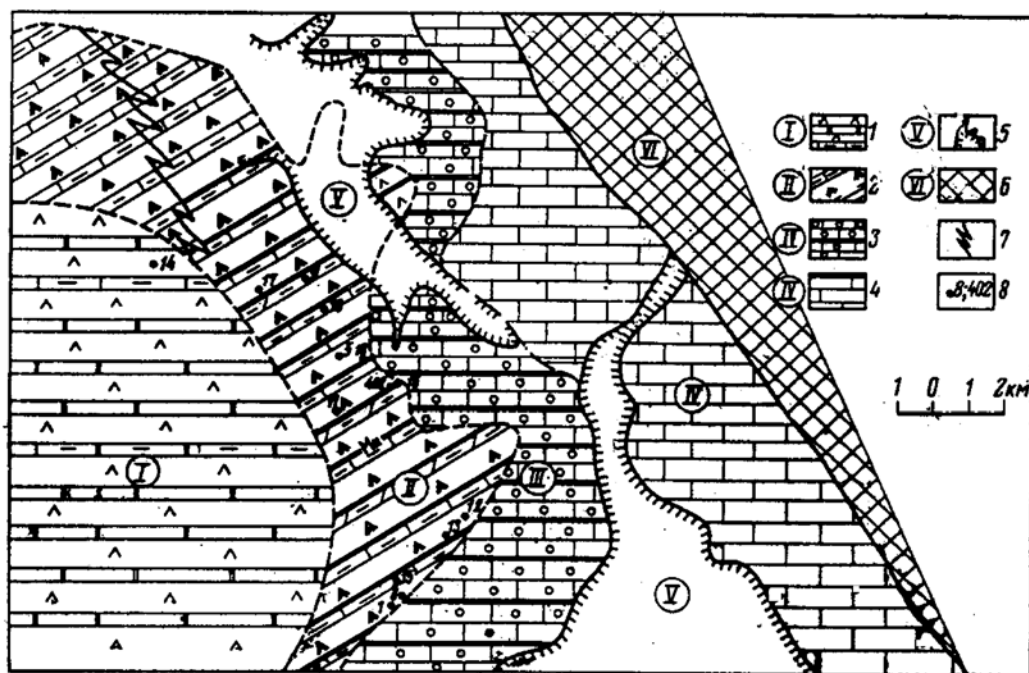


Рис. 1. Литолого-фациальная схема Улутелякского рудного узла [197].

1 — площадь распространения известняково-мергельно-доломито-ангидритовых фаций кунгурского яруса (безрудные пачки); 2 — площадь распространения марганценосных известняково-мергельных фаций (лагунно-морские депрессионные фации филипповского горизонта); 3 — установленная площадь распространения прибрежной трансгрессивной серии филипповского горизонта, оолитово-кремнистые фации марганцевистых известняков; 4 — площадь развития известняковых безрудных фаций, отложений артинского яруса; 5 — площадь развития четвертичных эрозионных долин; 6 — Каратауский структурный выступ; 7 — предполагаемые зоны фациального выклинивания рудных пачек филипповского горизонта; 8 — места проходки поисково-картировочных скважин 1967–1968 гг.



Промышленное марганцевое оруденение приурочено к глинисто-известковым (мергелистым) слоям филлиповского горизонта ( $P_1kg fl_2$  и  $P_1kg fl_4$ ). В их строении выделяется по три ритма, которые начинаются с тонкослоистых мергелей и глинистоизвестковых доломитов. Вверх по разрезу они сменяются слоистыми комковатыми глинистыми известняками и заканчиваются слоистыми оолитовыми известняками. Мощность ритмов от 1,6 до 3,0 м. Максимальное омарганцевание характерно для глинистых известняков средней части ритмов; причем, для первого из них отмечаются наибольшие концентрации марганца. Карбонаты марганца представлены марганцовистым кальцитом, марганцовистым доломитом и магниевомарганцево-кальциевым карбонатом [144].

Последующие процессы карсто- и корообразования в мезо- и кайнозойское время привели к выщелачиванию гипсов и карбонатов, и, как следствие, к деформации рудных пластов. Гипергенное преобразование (выщелачивание и окисление) марганецсодержащих карбонатов привело к появлению вторичных оксидов марганца, которые образуют наиболее ценные в промышленном отношении вторичные окисные руды.

Генезис первичных руд ныне принимается как седиментационно-диагенетический. По мнению А.А. Макушина [197] формирование марганцевых отложений происходило в соленой и солоновато-водной морской лагуне в периоды небольших местных трансгрессий на фоне общей (прогрессирующей) деградации моря (регрессивный этап развития региона по [98]). Источником марганца служил терригенный снос с палеосуши, располагавшейся в пределах современного массива Каратау [197].

По представлениям Е.М. Грибова [113] образование пород улутеляжской свиты, в которой локализованы марганцевые карбонаты Улутеляжского месторождения, происходило на регрессивном этапе развития района в полузамкнутом соленосном морском бассейне в условиях аридного климата при ограниченном привносе терригенного материала и пресных вод с Урала. Образование прослоев марганценосных карбонатов происходило в периоды кратковременных морских трансгрессий с севера, что приводило к некоторому снижению солености вод. Более резкое опреснение вод бассейна на площади Улутеляжского месторождения обязано усилившемуся притоку пресных вод с Уральской суши, обусловленного, вероятно, некоторым увлажнением климата области питания, что привело к накоплению вслед за сульфатными породами известняков, марганцевых руд и известняково-доломитовых мергелей.

Результаты микроскопического изучения позволяют заключить, что породы представлены материалом алеврито-пелитовой и отчасти тонко-мелкопесчаной размерности, который в значительной степени подвергся раскристаллизации. В составе пород присутствуют редкие обломки неопределимых остатков мелкой макрофауны (по-видимому, гастропод и двустворок), микрофауны (гл. образом фораминифер) и других трудноопределимых органических остатков.

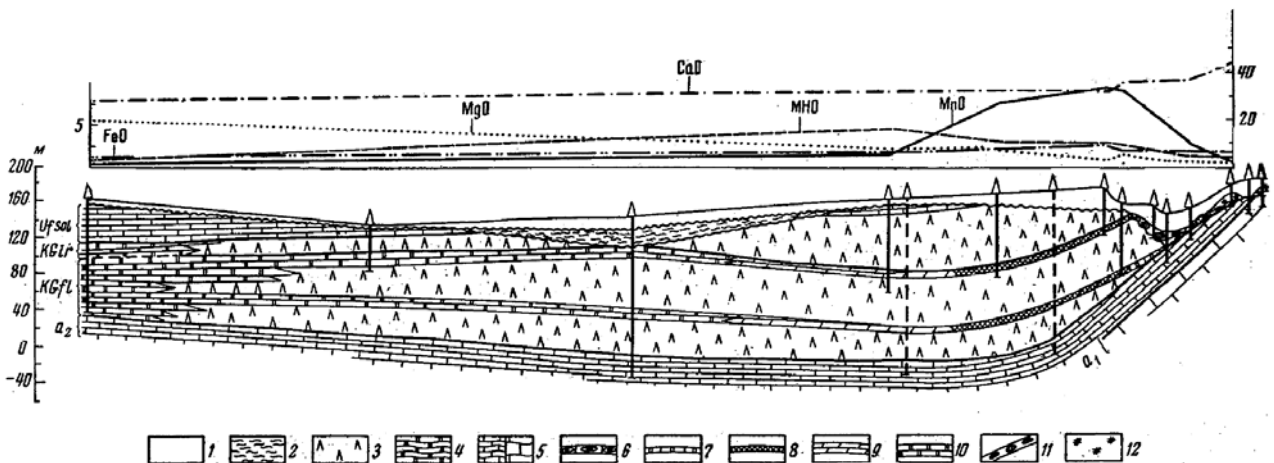


Рис. 2. Геологический разрез Улутеляжского месторождения (113).

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные глины; Пермские отложения: 3 — ангидриты; 4 — доломиты; 5 — известняки; Фации марганценосных отложений: 6 — онколитовых известняков; 7 — оолитовидных известняков; 8 — марганцевых руд; 9 — мергелей; 10 — доломитов; 11 — элювиальное залегание марганцевых известняков; 12 — вернадитовые рыхлые руды.

Наибольшее содержание органогенных остатков обнаружено в верхнем карбонатно-окисном горизонте рудной толщи. Среди органогенных остатков присутствуют остатки фораминифер семейств *Nodosaridae* и *Hemigordiopsidae*, а также неопределимые остатки крупных фораминифер-фузулин, гастропод и остракод. Кроме этого присутствуют онколиты с характерным микроорганогенным внутренним строением.

Следует отметить, что не обнаружено принципиальной разницы в строении и составе органических остатков между прослоями оксидов и карбонатов как внутри рудной толщи, так и перекрывающих и подстилающих известняках.

В перекрывающих известняках и безрудных карбонатных прослоях рудной толщи отмечается омагранжевание, которое приурочено к «межзерновому» пространству микробиально преобразованных «обломков» карбонатов. В горизонтах, состоящих преимущественно из оксидов железа и марганца, отмечаются реликты органогенных образований известкового состава: строматолитоподобные, оолитовые, створки остракод и др. Кроме этого, отмечаются тонкие прожилки вторичного, по-видимому, гипергенного кальцита.

Мелкие обломки карбонатного вещества обычно микробиально корродированы (циано- и архибактериями, кальцимикробами, микромицеллами и др.). В изученных образцах отсутствует примесь обломочного материала (кварц, полевые шпаты и др.).

Характерной особенностью пород рудной толщи является неоднородность химического состава: содержание железа, марганца и кальция в пределах одного образца существенно меняются даже на незначительном удалении. Повсеместно отмечается присутствие кремнезема.

Таким образом, существенно карбонатный состав безрудных прослоев, мелкая размерность обломков карбонатов (от сотых и десятых долей до первых миллиметров), отсутствие примеси терригенного материала (кварц, полевые шпаты и др.), присутствие единичных остатков угнетенной макрофауны и обилие микробиальных образований свидетельствует об экстремальных (стрессовых) условиях развития органической жизни и режима осадконакопления рудоносных толщ пермского бассейна. Такие условия обычно характерны для полуизолированных бассейнов типа сабхи, где преобладает биохеогенное накопление отложений в условиях сухого и теплого (семиаридного и аридного) климата с интенсивным испарением и активным развитием бактериальных матов. Материковый снос при таких условиях резко ограничен в силу слабой расчлененности окружающего рельефа.

Оксиды марганца в породах Удуделякского месторождения вторичны. При незначительном их содержании в породе они занимают «межзерновые» пространства. В оксидных рудах можно отметить «послойное» омагранжевание, наследующее исходную микробиально-органогенную текстуру. При этом в шлифах отмечаются участки, где органогенные остатки не затронуты этими процессами.

Пробы для изучения под сканирующим микроскопом были отобраны в блоках марганцовистых карбонатов, залегающих в отторженном состоянии среди глинистой массы (карьеры «Северный» и «Южный»).

**Результаты изучения в СЭМ.** Было изучено несколько образцов руд и ассоциированных с ними известняков. Причем как руд заметно не окисленных, так и явно окисленных. При изучении широко применялось травление в слабых кислотах, что позволило получить наиболее полную информацию, поскольку участки породы, сложенные кальцитом, имеют наиболее отрицательный рельеф поверхности, а карбонаты и оксиды Mn, а также кремнезем и др. — наиболее возвышенный рельеф на травленной поверхности образца.

Обр. 11-04 изучен, как и некоторые другие, по разделенному сколу (один из которых — левый, протравленный, а правый — нет) (фиг. 1). Это позволяет убедиться, насколько сильно раскрывает строение руды травление в слабых кислотах. Затем рассматривается только протравленная часть. Соответственно она представлена на фиг. 2, где видна сравнительно тонкая, не очень параллельная текстура руды, с присутствием выступающих на поверхности участков и, напротив, депрессионными с отрицательным микрорельефом. Общий ЭДС руды представлен на фиг. 3 с присутствием марганца, кальция и небольшого количества кремнезема. Более детально картину протравленной части дают фиг. 4 и 5. Светлые, возвышающиеся участки обладают вполне определенным неравномерным сложением, скорее характерным для микробиальных форм. Де-

прессионные участки более темные по цвету, явно заметно плотнее и обладают своеобразной неравномерной отдельностью. ЭДС такого участка на фиг. 5 представлен на фиг. 6. Совершенно ясно, что такие участки существенно сложены кальцитом, с мизерным участием марганца и кремнезема. В возвышенной светлой, микробиальной части (фиг. 7), напротив марганец доминирует, а кальция и кремнезема мало (фиг. 8).

На фиг. 9–12 представлены микроструктуры разных участков руды, при последовательном увеличении: скорее всего это микробиальные кокковидные остатки, разные по форме (шаровидные, палочковидные).

В руде проявился при протравливании и несколько иной тип микроструктур, также возвышающийся — мы его несколько условно назвали пленочным. Примеры его приведены на фиг. 13, 15–17, а ЭДС на фиг. 14. Здесь по ряду ЭДС (фиг. 14, 18, 20, 21) отчасти преобладает кремнезем, хотя и марганца сравнительно много, но кальция мало, иногда возрастает железо.

Таким образом, после травления в руде выделяются совершенно разные минерально-структурные фазы, которые невозможно установить без травления, причем не все они заметно рудные, но понять в целом руду можно только после этой операции.

Следующий образец 19-04 вначале также представлен травленным и нетравленным сколами (фиг. 22). Без травления руда выглядит нечетко слоистой или массивной. После травления в ней проявляются участки с почти вертикально расположенным столбчатым позитивным рельефом и депрессионными участками между ним (фиг. 23). Вместе с тем просматриваются участки с почти горизонтальным расположением выступающих структур (фиг. 24). Более детально столбчатые формы представлены на фиг. 25. Видно, что их вертикальные ограничения неровные, а несколько извилистые; создается впечатление захода позитивных форм в депрессионные и соответственно, обратно. На фиг. 26 представлена самая верхняя часть этих столбчатых форм в частном случае, и вновь нет резких, ровных границ, иногда депрессионные участки занимают среди возвышенных заметные площади. Для фиг. 27, также показывающей верхнюю часть столбчатых форм, снято три ЭДС: 1 — фиг. 28 — светлые отдельные, возвышающиеся небольшие формы, они существенно марганцевые; 2 — фиг. 29 — это темные массы депрессионных форм — кальцит с небольшой примесью кремнезема; 3 — фиг. 30 — возвышенные формы периферии столбчатых форм — марганцевые, но при значительном содержании кальция и небольшом — кремнезема.

Теперь детально рассмотрим сложение столбчатых образований. На фиг. 31–38 показано частичное разнообразие форм, слагающих преимущественно верхние части столбчатых форм, но они обычны по всей их длине. Несомненно мы имеем дело с микробиальными формами и их постройками, скорее всего с цианобактериями — от тонко ветвистых до шарообразных и комбинациями мелких неправильных форм. ЭДС фиг. 39 достаточно типичен для них — высокие содержания марганца с незначительным кальцием. Иногда (фиг. 40) разнообразие сравнительно мелких форм создает неясную картину, но если присмотреться к некоторым, то явно просматриваются скорее биоформы. ЭДС их (фиг. 41) по марганцу и кальцию вполне аналогичен. А вот темные отрицательные формы (фиг. 42 и 44) — существенно кальциевые (фиг. 43). Иногда строение депрессионных кальцитовых участков несколько иное (фиг. 45), но ЭДС вполне аналогичен (фиг. 46).

Теперь рассмотрим те участки руды, которые характеризуются горизонтальной, неравномерной слоисто-подобной текстурой (фиг. 47 и 48). Более детально строение этих структур в марганецсодержащих участках показано на фиг. 49 — оно тоже, скорее микробиальное.

Следующий образец 11-94 также протравлен и характеризуется близкой к полосчатой текстурой, не строго правильной (фиг. 50–52). Возвышенные части здесь тоже существенно марганцевые, а отрицательные участки — существенно кальцитовые. Строение позитивных форм представлено на фиг. 53–59. Скорее всего, мы имеем дело с микробиальными формами.

Затем обр. 14-03, который изучен в разных проявлениях — прежде всего, в неокисленной части, не травленный. Общий вид не окисленной части представлен на фиг. 60, ЭДС этого поля приведен на фиг. 61. Видно, что общие содержания марганца и железа сравнительно небольшие, а преобладает кремнезем и кальций. А вот светлые участки в невыветренной части (фиг. 62), также при преобладании кремнезема, заметно богаче марганцем, железа почти нет, кальций остается вполне заметным. А вот темные депрессионные участки на фиг. 60 имеют ЭДС (фиг. 63)

при полном отсутствии марганца, заметном уменьшении кальция и обилии железа, но при постоянном высоком кремнеземе. Общий вид пористой массы может быть частично микробиальный (фиг. 64), но в определенной части и диагенетический. Вместе с тем участками наблюдаются формы, похожие на мелкие оолитовые образования (фиг. 65, 66, 68 и 69). Анализ их (фиг. 67) показывает исключительно высокие содержания марганца и кальция.

Окисленная часть руды обр. 14-03 выглядит несколько иначе — она интенсивнее препарирована, более дифференцирована по соотношению возвышенных и депрессионных участков, т.е. собственно как протравленная, что естественно (фиг. 70). Однако, ЭДС этой руды (фиг. 71) существенно отличается от ЭДС не окисленной руды (см. выше). При больших увеличениях видна тонкая дифференциация выступов и депрессий, но явно органические остатки видны чаще (фиг. 72–75, 77 и 78). ЭДС (фиг. 76) показывает, что органические остатки депрессионного проявления содержат мало марганца, но много кремнезема и кальция. Относительно характера этих органических остатков сказать что-либо конкретное затруднительно.

И, наконец, еще один тип слойка — существенно кальцитовый, представлен на фиг. 79, а его ЭДС на фиг. 80. Он сложен при небольших увеличениях относительно плотной массой, в которую погружены фрагменты органических остатков. При больших увеличениях (фиг. 81 и 83, 84), во-первых, видно много органических остатков неясного систематического положения, затем видны участки сильной кристаллизации (фиг. 81). ЭДС этих участков (фиг. 85) указывает на довольно высоко марганцевую руду, но с заметным участием кальция и кремнезема.

Этот карбонатный прослой подвергся травлению. Его вид после травления (фиг. 86) мало отличается от нетравленных участков. Причем при травлении строение органических остатков не разрушается, что видно при больших увеличениях (фиг. 84). Все это явно микробиальные остатки. ЭДС этой формы (фиг. 88) говорит о существенно кальциевом составе, с небольшим количеством марганца и кремнезема.

Было проведено также изучение существенно кремнистого слойка этого же образца после травления. Общий его вид после травления дает фиг. 89, на которой просматривается скорее массивное сложение, умеренная пористость. ЭДС (фиг. 90) этой площади дает не только высокий кремнезем, но и соизмеримый марганец и повышенный кальций. При большем увеличении основная масса прослоя выглядит не равномерной, видимо несколько перекристаллизованной (фиг. 91). Однако, в породе хорошо сохраняются органические остатки, скорее эвкарриотные, неясного систематического положения, без признаков перекристаллизации (фиг. 92 и 93). ЭДС (фиг. 94) показал высокие содержания железа, немного марганца. В этом слое установлены органические остатки и иного характера. Так на фиг. 95 представлена часть такого остатка неясного систематического положения. ЭДС оболочки (фиг. 96) показывает крайне высокие содержания марганца, заметные кальция и кремния. Другой органический остаток — сечение раковины — представлен на фиг. 97 и 98.

Из этого же прослоя был сделан прозрачный шлиф, который был протравлен. Общий вид в шлифе показан на фиг. 99, а ЭДС этой площади — на фиг. 100. Высокие содержания кремния могут зависеть от предметного стекла. Содержания марганца явно незначительны. Светлые пятна, которые видны на фиг. 99, при увеличении оказались, видимо, сечениями онколитов, заметно разрушенными (фиг. 101). Для выяснения характера распределения рудной минерализации в онколитах выполнена серия ЭДС (фиг. 102–106). В центре онколита марганца нет, немного железа. В оболочке-кольце много железа и меньше марганца. А в разном по характеру заполнения цементе относительно немного марганца, но еще меньше железа. Удивительно, но ситуация несколько напоминает ситуацию с ЖМ онколитами у побережья Камеруна.

Другой образец руды 13-04 вначале был рассмотрен без травления. Общий его вид представлен на фиг. 107, где видно, что он почти массивного сложения, достаточно однородный. ЭДС (фиг. 108) показывает существенно кальцитовый состав и низкие значения марганца. Однако, при больших увеличениях картина несколько меняется, просматриваются участками некоторая слоистость, развитие участками кокковидных и нитчатых форм (фиг. 109).

После травления ситуация изменилась — проявились участки с тонкой слоистостью и участки без нее. Соответственно появились возвышающиеся и депрессионные участки (фиг. 110–112, 114). ЭДС светлой возвышенной части показывают умеренное содержание марганца и

кремнезема, при заметном содержании кальция (фиг. 113). Более детальное строение участков травления показано на серии фиг. 115 и 116, где развиты пленочные формы, типа описанных выше. Их ЭДС (фиг. 117) также существенно кремнистый, при небольшом содержании железа, низком — марганца. Совершенно иной характер несут светлые, скорее микробиальные образования, тоже типа отмеченных выше (фиг. 118). И их ЭДС (фиг. 119) показывает высокие содержания марганца, низкие кальция и кремнезема. На фиг. 120 и 121 показаны разные варианты развития скорее цианобактериальных, прорастающих форм. На фиг. 122 и 123 показано уже типичное развитие микробиальных форм.

Отрицательный рельеф после травления характерен для фиг. 124, а при большом увеличении показан на фиг. 125. ЭДС (фиг. 126) указывает, что такие структуры сложены кальцитом, а небольшая примесь марганца обусловлена светлыми участками.

Еще один образец окисленной руды 10-03 представлен на фиг. 127 при малом увеличении — он не протравливался, так как сильно окисленный, скорее массивного сложения, с заметной пористостью. ЭДС указывает на заметное участие кремнезема, кальция и марганца. При больших увеличениях в серии фотографий (фиг. 129–134) видно, что руда состоит из скоплений микробиальных образований, иногда группирующихся в скопления-колонии. Однако, скорее это не первичные формы, а образования зоны окисления и выветривания, поскольку периодически видны неясные в систематическом отношении, несколько уплощенные, скорее тоже микробиальные образования (фиг. 135 и 136). ЭДС указывает на их существенно железистый состав (фиг. 137).

Анализ полученных при изучении в СЭМ данных позволяет сделать ряд выводов, имеющих значение при оценке условий формирования рассмотренных пород и руд.

Рудные образования и карбонатные породы четко разделились по ряду особенностей; это свидетельствует о том, что рудный процесс и формирование вмещающих известняков происходили в резко различных условиях. Это видно из сравнений принципиальных особенностей руд и известняков: 1) рудная часть не содержит иных, кроме прокариотных, органических остатков, в то время как в известняках обычны и эукариотные формы; 2) марганцевая минерализация исключительно избирательна: она, в основном, связана с входением Mn в состав прокариотных остатков и крайне редко — в эукариотные, поэтому размеры марганцосодержащих форм могут составлять доли мк, находиться в окружении кальцитового материала и наоборот; 3) столь тесное взаимопроникновение марганцевых и немарганцевых компонентов говорит о том, что процесс поступления и инкорпорации марганца в органические остатки определялся теми различиями, в которых происходило формирование кальцитового матрикса и Mn-содержащих биоформ; 4) Mn-содержащие формы преимущественно кустистые, стержневые, проникающие, реже шаровидные, системы кокк (тетракокки и т.п), больших размеров, чем аналогичные формы в известняках; 5) По относительному времени формирования сосуществующих форм, Mn-содержащие, судя по характеру вертикальных границ столбчатых образований (фиг. 23), могут быть структурами одновременного роста, но характер верхних частей этих столбиков (фиг. 26) определенно указывает на структуры врастания в кальцитовый матрикс. Об этом же свидетельствуют и соотношения с кальцитом небольших Mn-содержащих форм (фиг. 32, 35 и многие другие), а также тот факт, что освобождаемые от кальцита Mn-содержащие формы имеют острые окончания.

Можно наметить следующую картину формирования Mn минерализации: 1) накопление существенно кальцитовых илов, в заметной части биогенных (микробиальных), строматолитоподобных в условиях полузакрытых бухт верхней сублиторали низкоширотного аридного бассейна; 2) затем некоторая их часть, прежде всего, строматолитоподобная, замещалась диагенетически кремнеземом, может быть отчасти и силикатным веществом; оставшая часть оставалась сравнительно мягкой; 3) последующее понижение уровня моря до выхода на земную поверхность дна, о чем свидетельствуют трещины усыхания в кальците, крайне неравномерный рост вертикальных кустистых и иных микробиальных форм, близких к эпифитонам и ортонеллам группы *Thammodia*, повышение уровня иловых вод, обогащенных наиболее подвижным Mn, что способствовало его инкорпорации в отмиравшие части этих микробиальных форм; 4) заметное повышение уровня моря, восстановления связи с бассейном и поступление планктона, формирование биогенных известняков, часто оолитовых, с входением железа в разные биологические формы.

Крайние случаи формирования отшнурованных от морского бассейна лагун и бухт приводили к накоплению гипсов и ангидридов.

Изучение в СЭМ нескольких образцов карбонатных, отчасти окисленных руд позволило получить принципиально новые данные.

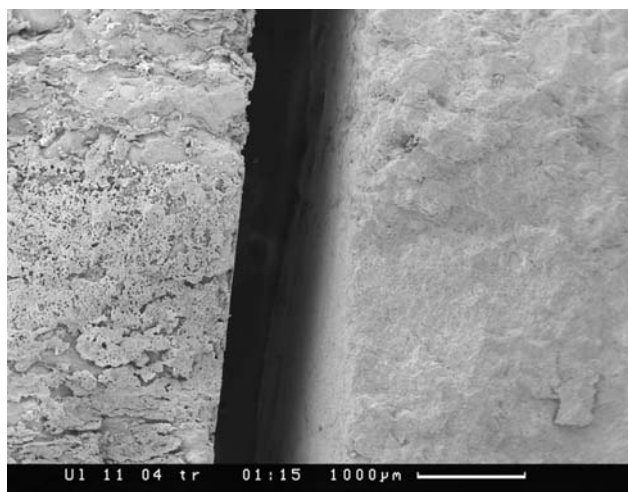
**Заключение.** Результаты микроскопического и изотопно-геохимического исследований позволяют установить некоторые характерные особенности условий образования карбонатного вещества, вмещающего оксиды марганца.

Прежде всего, как неоднократно нами уже отмечалось, так и установлено предыдущими исследователями [197, 113], карбонатные породы, вмещающие рудные образования, были образованы в мелководном полуизолированном бассейне в условиях семиаридного до аридного климата. Следовательно, марганцевый рудогенез проходил в условиях, никоим образом не согласующихся с представлениями Н.М. Страхова, согласно которым накопление марганца в осадочных бассейнах происходит в гумидных обстановках.

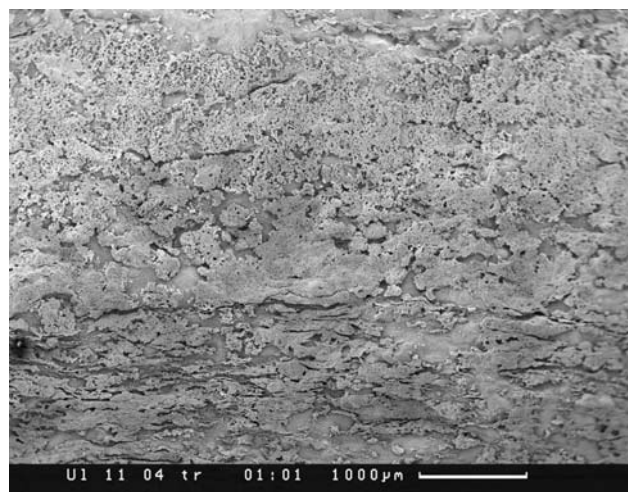
Выяснение генезиса марганцевых руд тесно связано с решением вопроса об источнике самого марганца. Основываясь на имеющихся литературных сведениях и полученных нами данных, трудно согласиться с представлениями об осадочно-диагенетическом происхождении руд и источнике марганца за счет поверхностного терригенного сноса с палеосуши, располагавшейся в пределах современного массива Каратау [197, 113]. Одним из основных фактов, которые противоречат бытующим представлениям, является отсутствие терригенной примеси в составе как рудной толщи, так и перекрывающих ее отложений. Условия карбонатакопления в рассматриваемом бассейне, прежде всего в период формирования марганценосных отложений, в основном, определялись широким развитием бактериальных матов — главных продуцентов карбонатов. Развитие другой биоты происходило в экстремальных (стрессовых) условиях, при которых некоторые редкие эвкариотные организмы имели небольшие размеры, скорее характерные для угнетенных форм; их раковины сложены карбонатом кальция. Считающиеся первичными седиментационно-диагенетические образования оксидов марганца и железа, характерные для таких известных месторождений марганца, как Чиатурское, Никопольское, Мангышлакское и др., обычно представленные в виде оолитов, конкреций и цемента обломков терригенных пород, в Улутелякском месторождении не известны.

Оксиды марганца в породах Улутелякского месторождения вторичны. При незначительном их содержании они занимают небольшие участки в местах растворения первичного карбоната. В оксидных рудах можно отметить «послойное» омарганцевание, наследующее исходную микробиально-органогенную текстуру. При этом в шлифах отмечаются участки, где органогенные остатки не затронуты этими процессами.

Таким образом, изначально рудовмещающие отложения были представлены органогенными, существенно микробиально образованными карбонатами кальция и изредка, по-видимому, незначительно, магния. Марганец был внесен в систему осадка, по-видимому, позже — на постседиментационном диагенетическом этапе, когда уже были сформированы органогенные осадки.

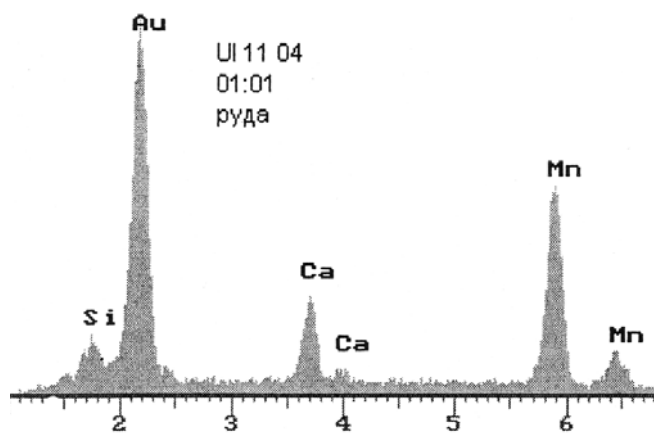


Фиг. 1.

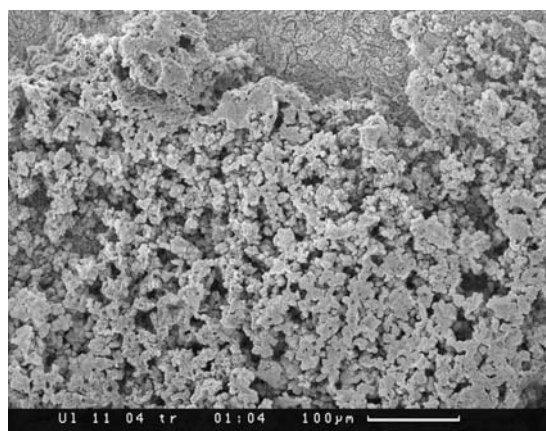


Фиг. 2.

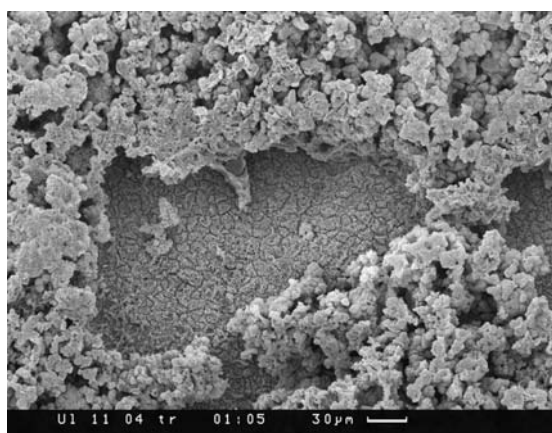




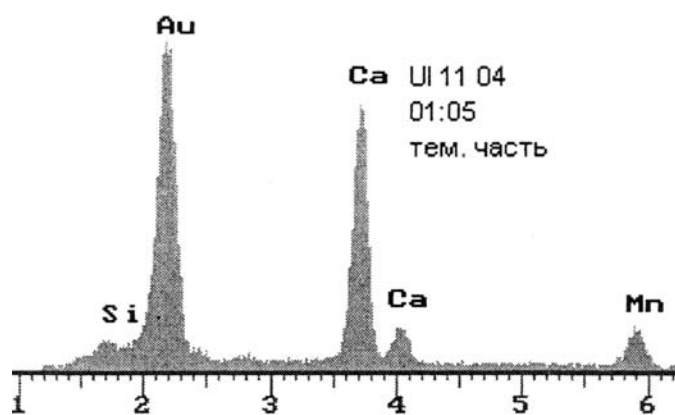
Фиг. 3.



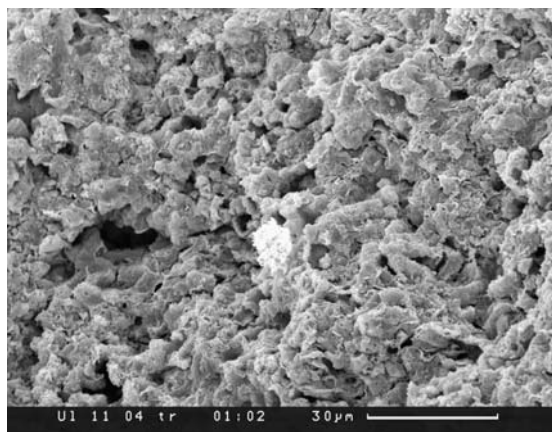
Фиг. 4.



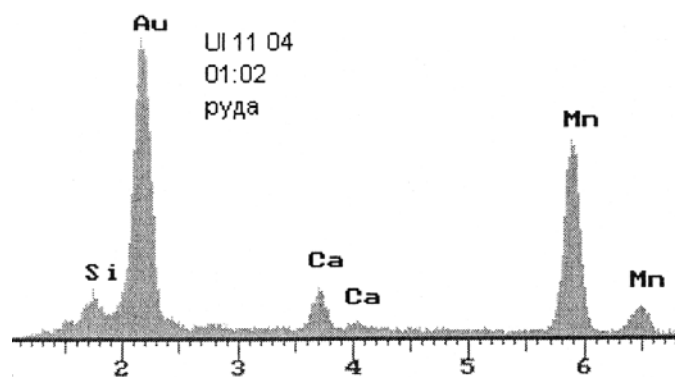
Фиг. 5.



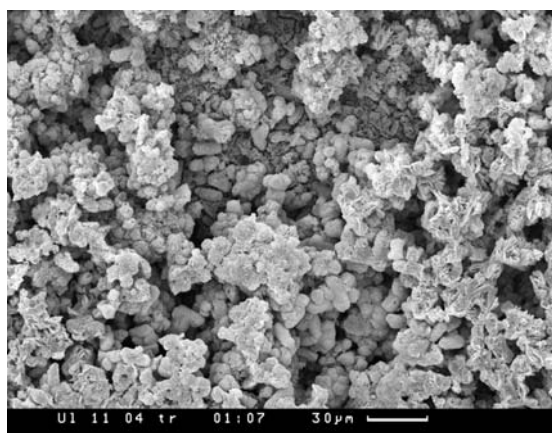
Фиг. 6.



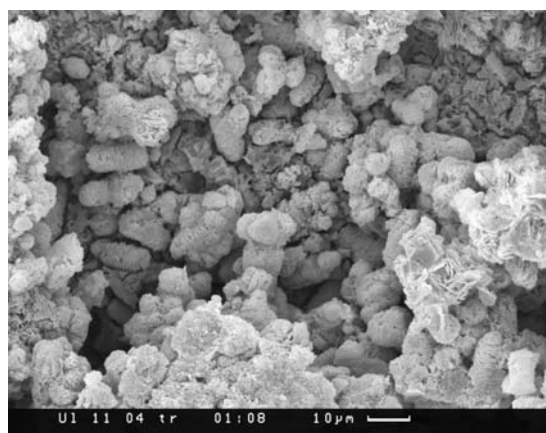
Фиг. 7.



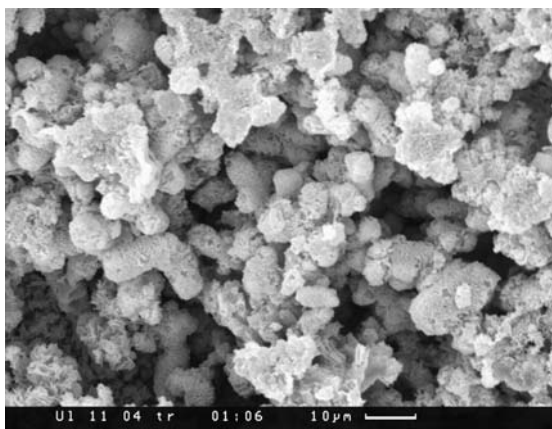
Фиг. 8.



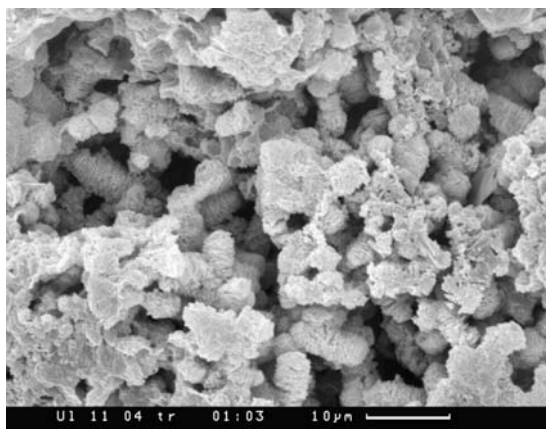
Фиг. 9.



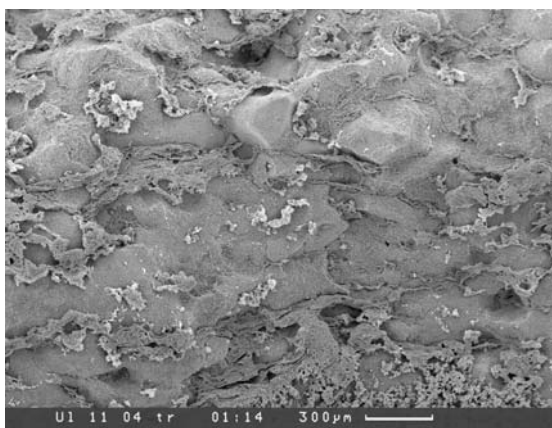
Фиг. 10.



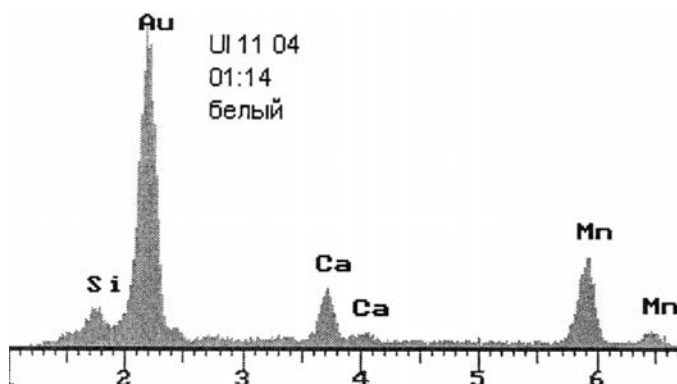
Фиг. 11.



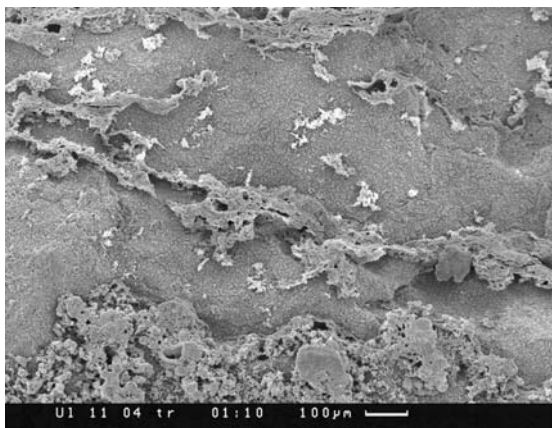
Фиг. 12.



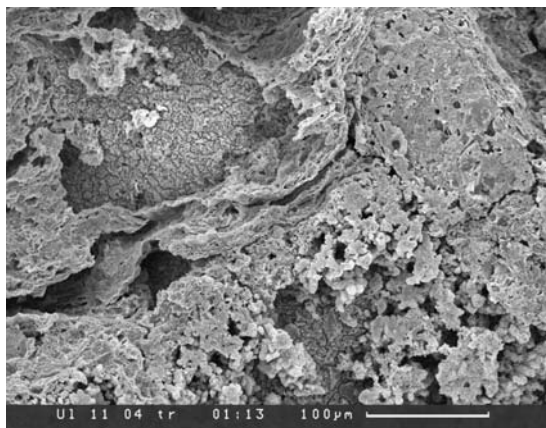
Фиг. 13.



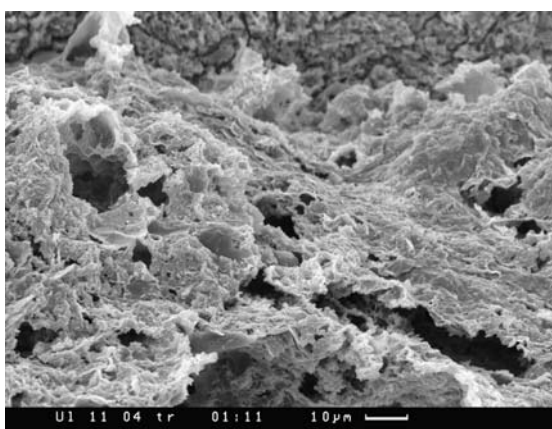
Фиг. 14.



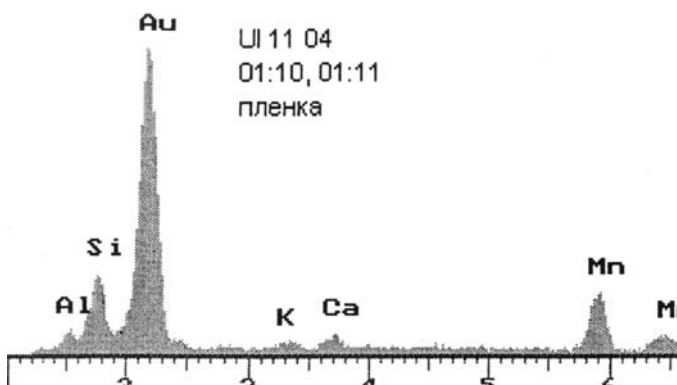
Фиг. 15.



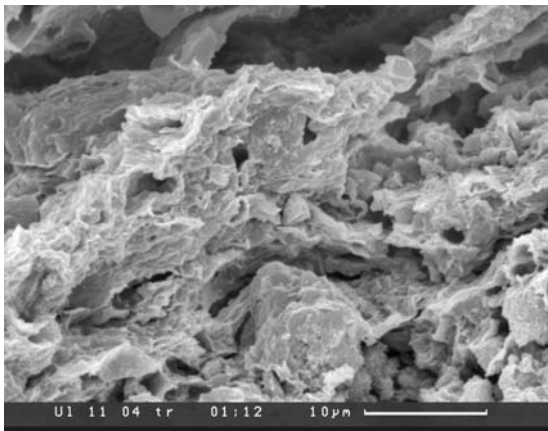
Фиг. 16.



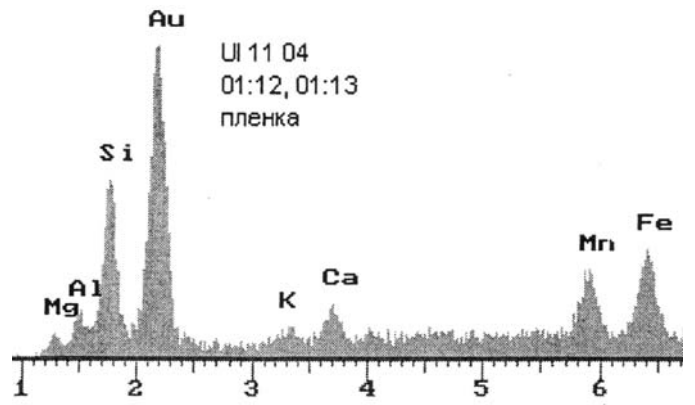
Фиг. 17.



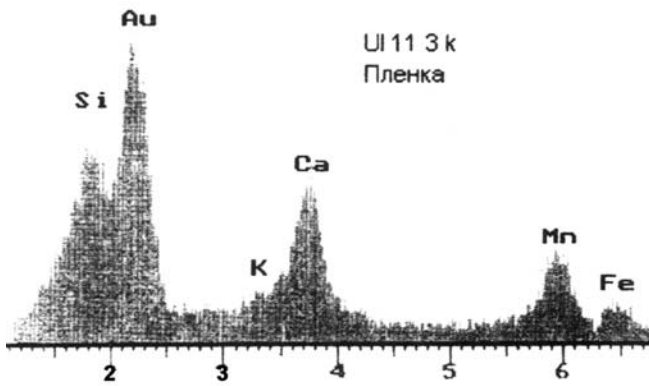
Фиг. 18.



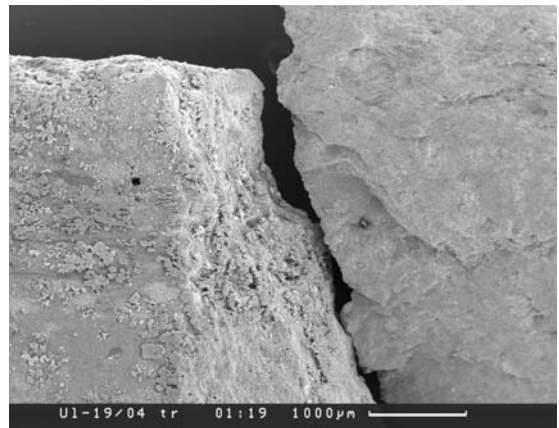
Фиг. 19.



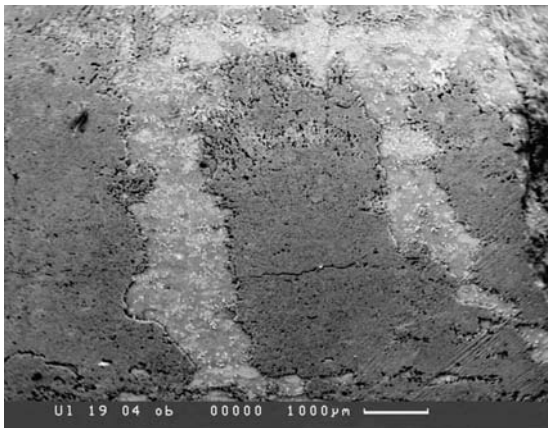
Фиг. 20.



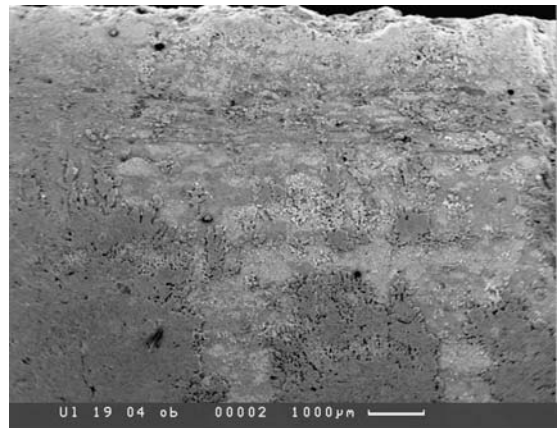
Фиг. 21.



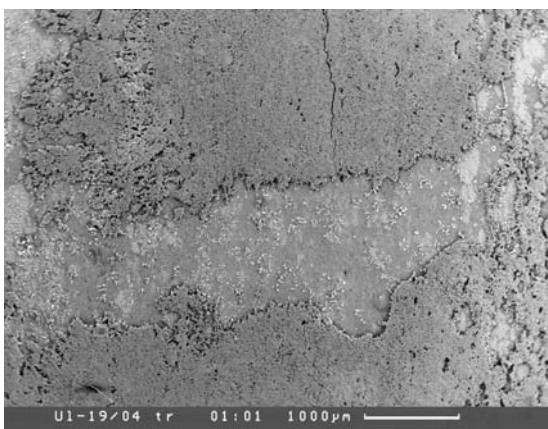
Фиг. 22.



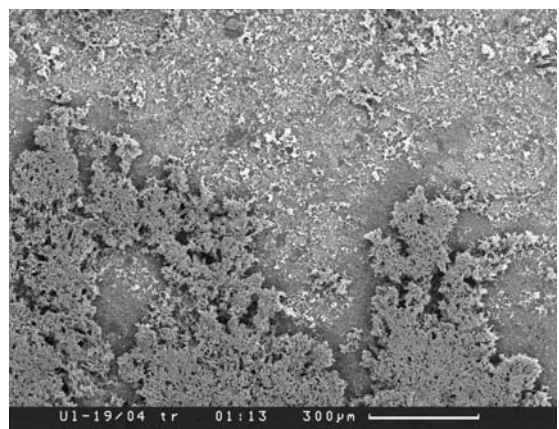
Фиг. 23.



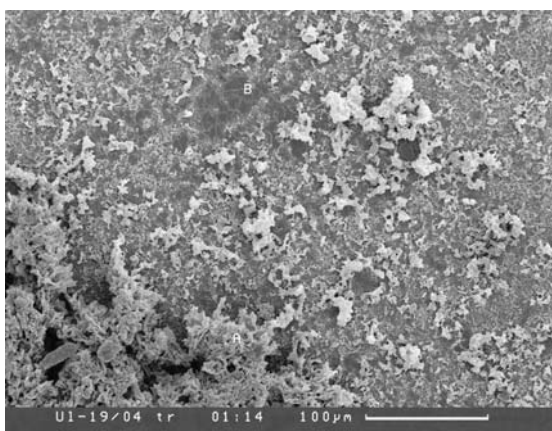
Фиг. 24.



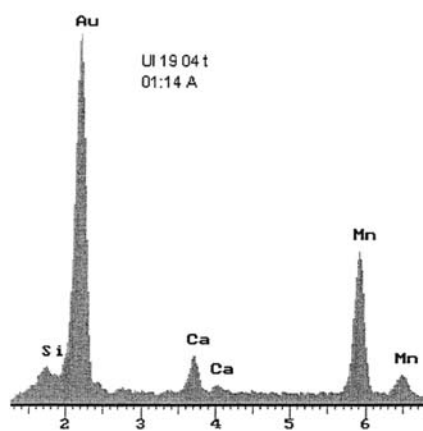
Фиг. 25.



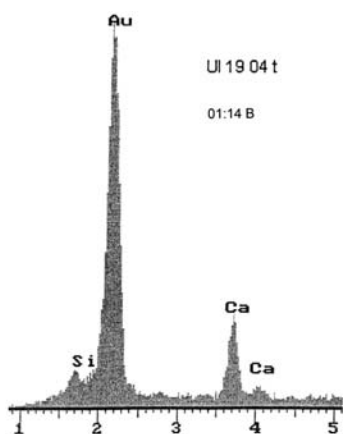
Фиг. 26.



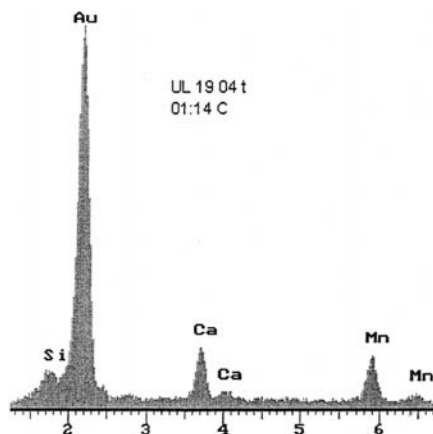
Фиг. 27.



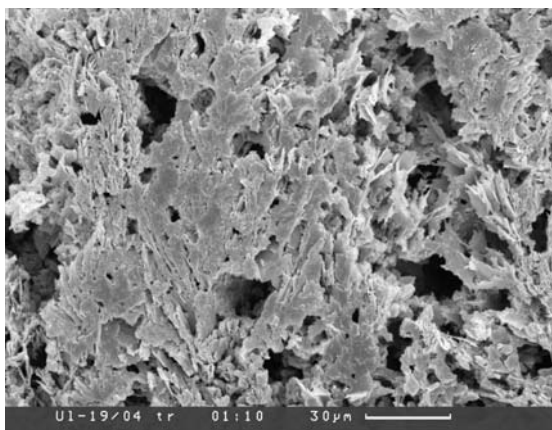
Фиг. 28.



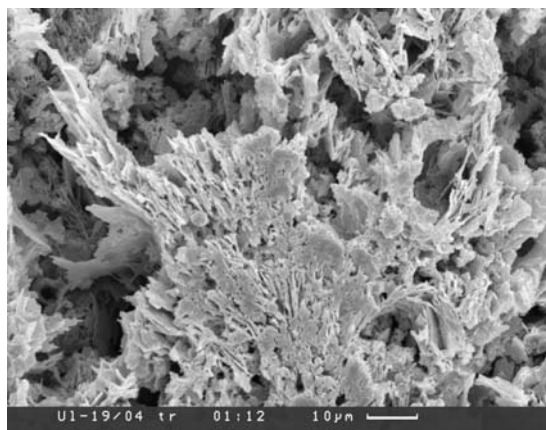
Фиг. 29.



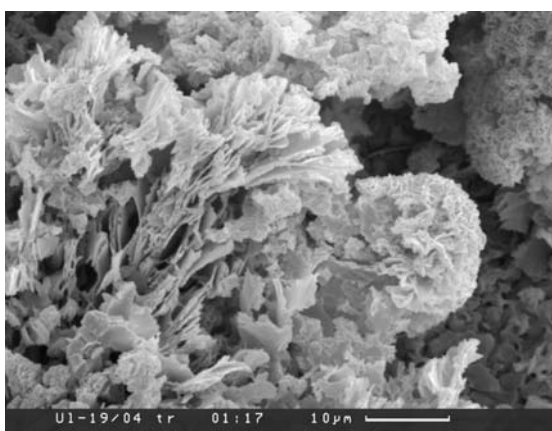
Фиг. 30.



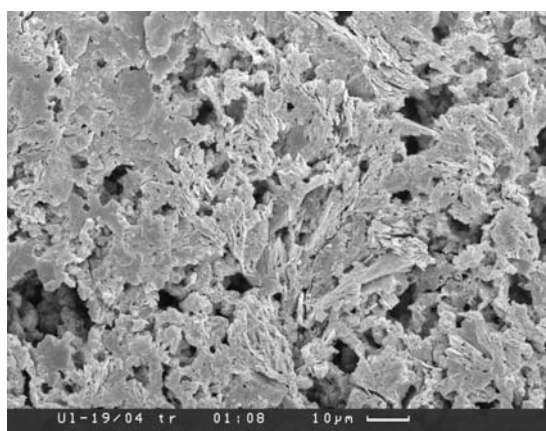
Фиг. 31.



Фиг. 32.

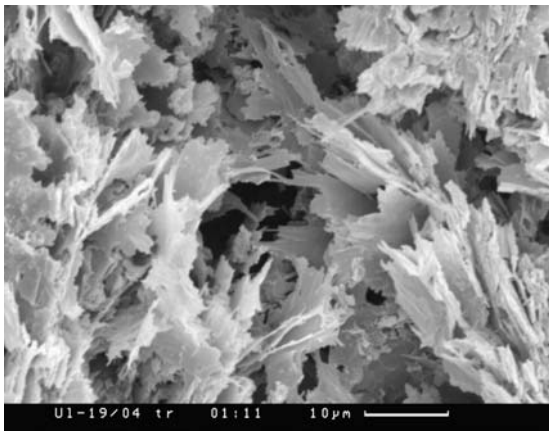


Фиг. 33.

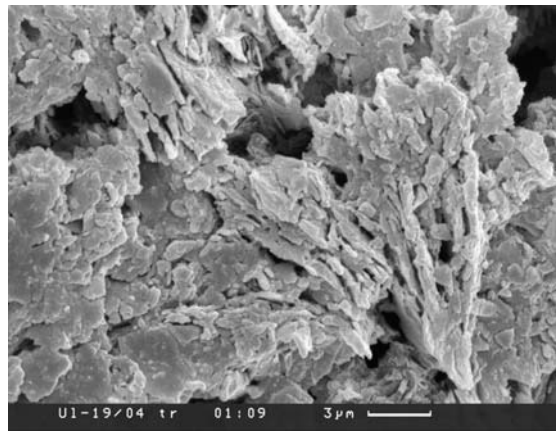


Фиг. 34.

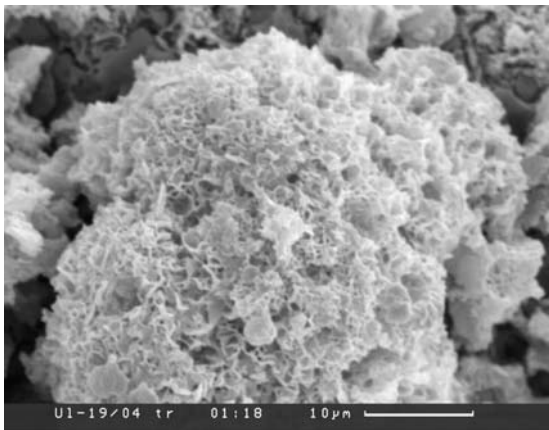




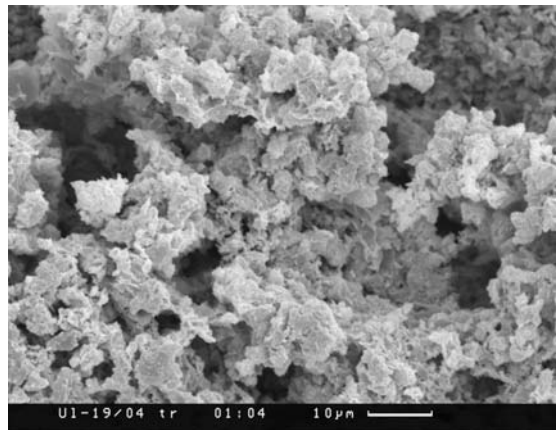
Фиг. 35.



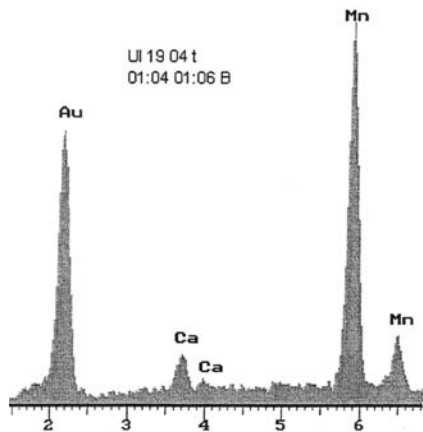
Фиг. 36.



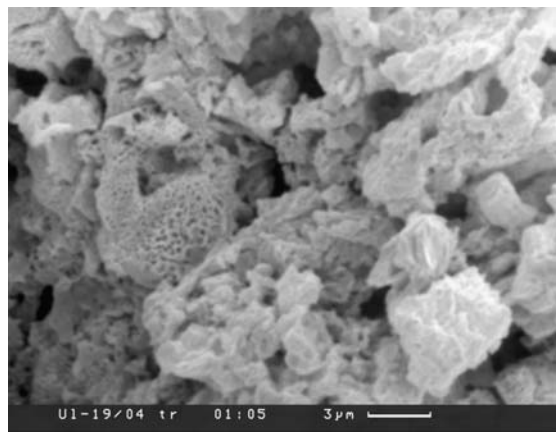
Фиг. 37.



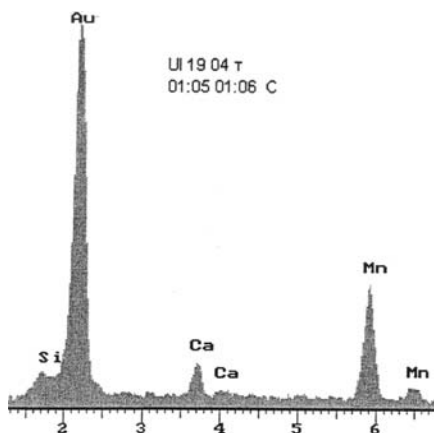
Фиг. 38.



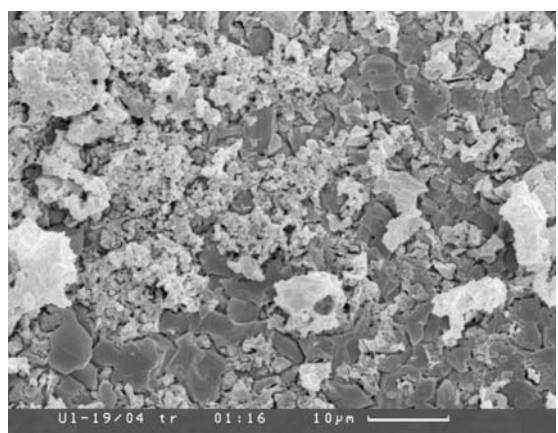
Фиг. 39.



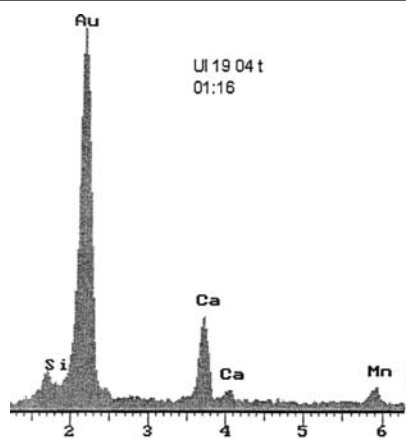
Фиг. 40.



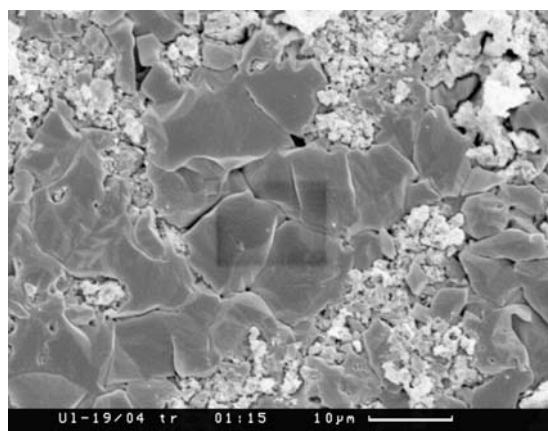
Фиг. 41.



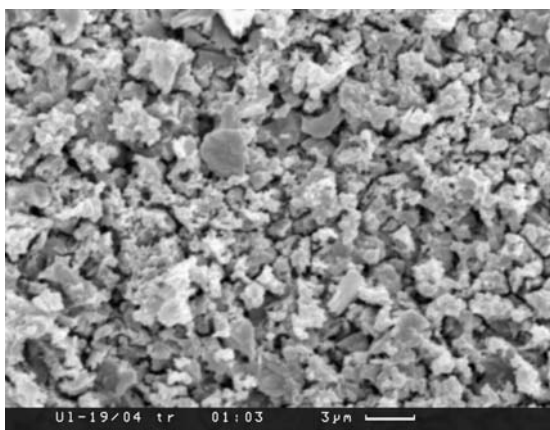
Фиг. 42.



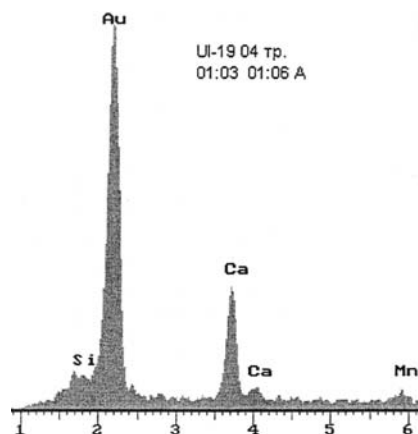
Фиг. 43.



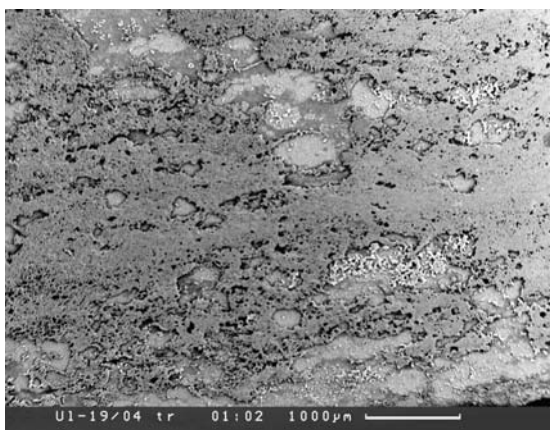
Фиг. 44.



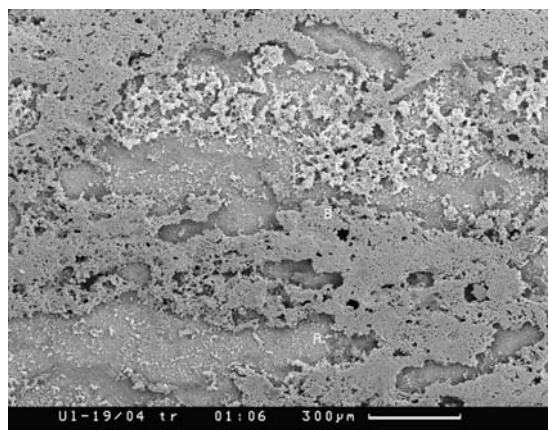
Фиг. 45.



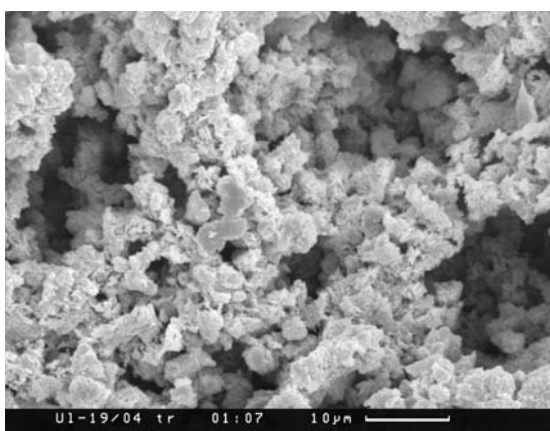
Фиг. 46.



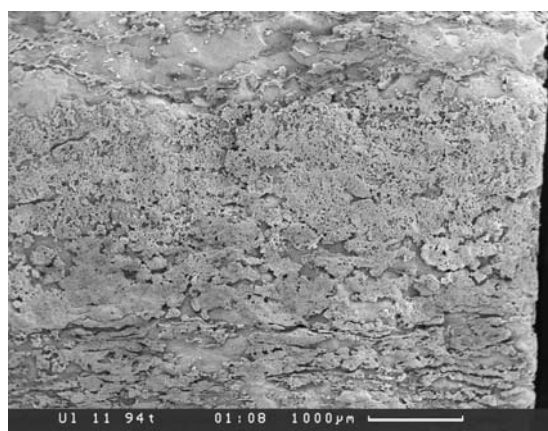
Фиг. 47.



Фиг. 48.

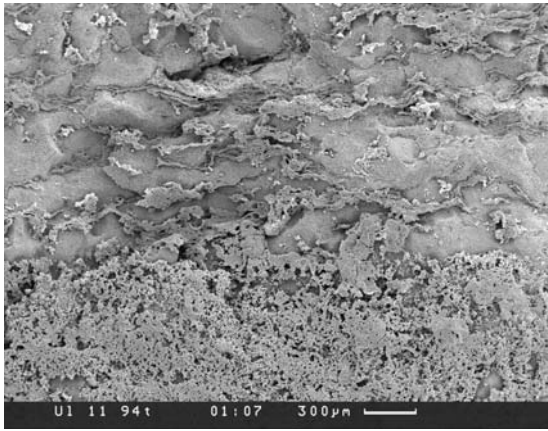


Фиг. 49.

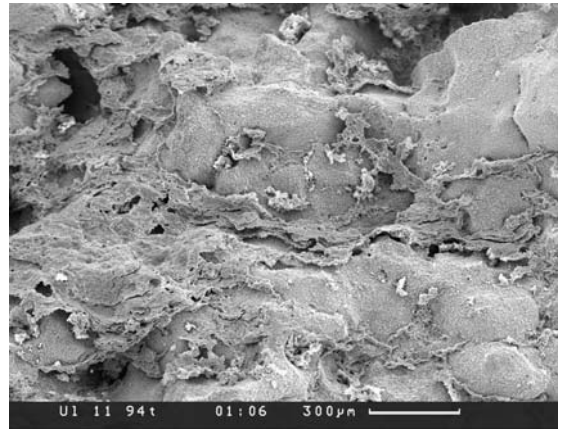


Фиг. 50.

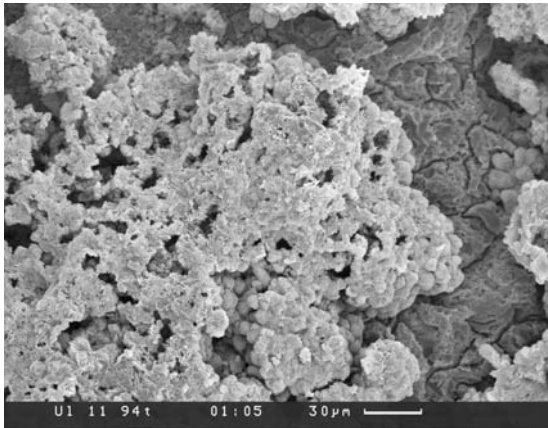




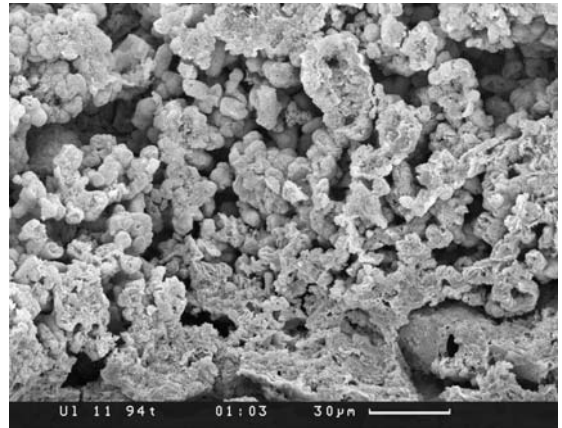
Фиг. 51.



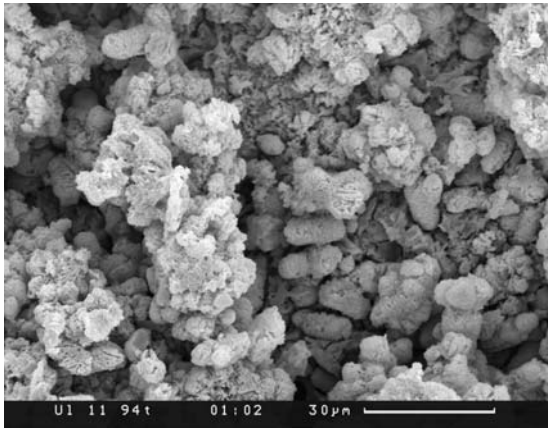
Фиг. 52.



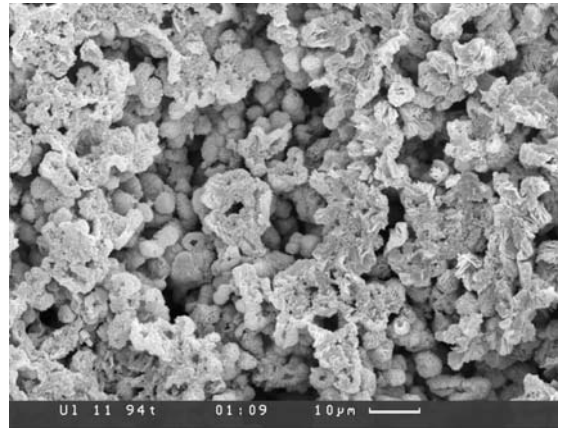
Фиг. 53.



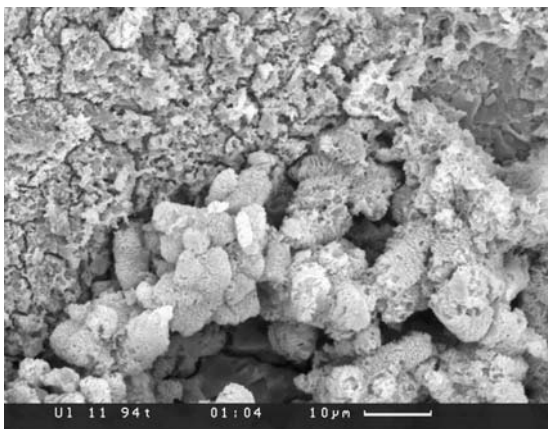
Фиг. 54.



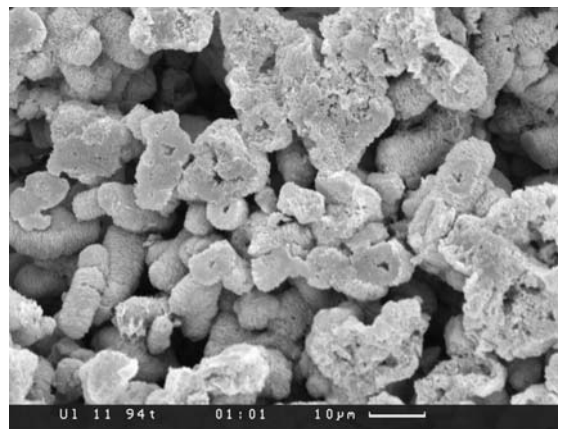
Фиг. 55.



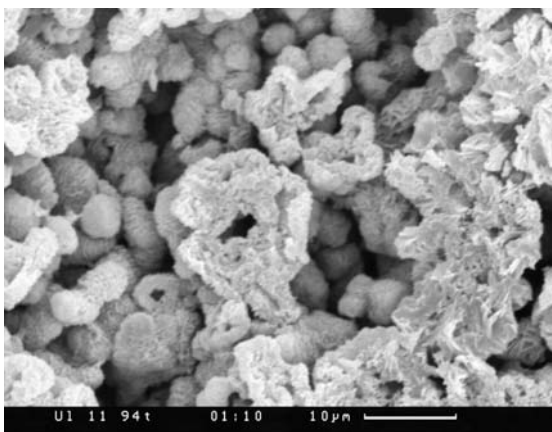
Фиг. 56.



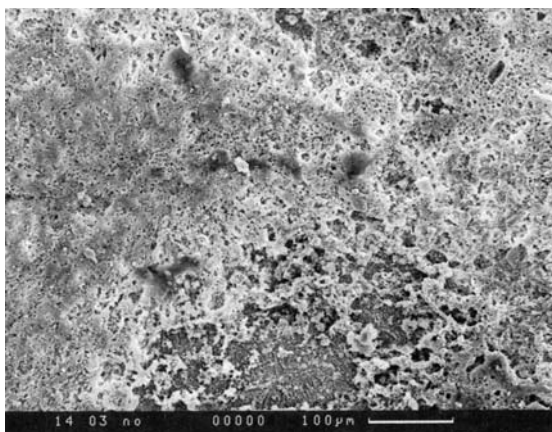
Фиг. 57.



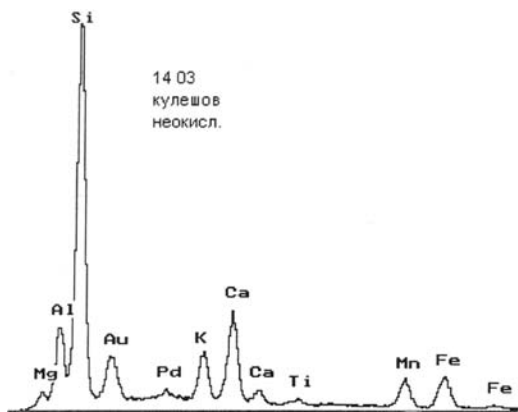
Фиг. 58.



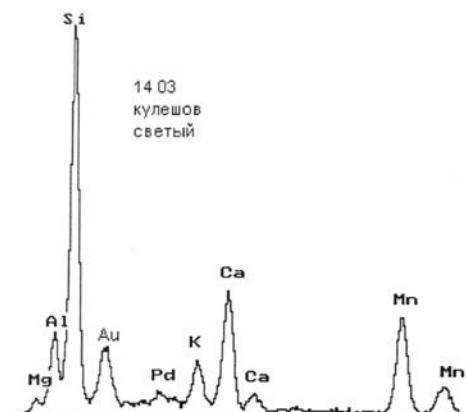
Фиг. 59.



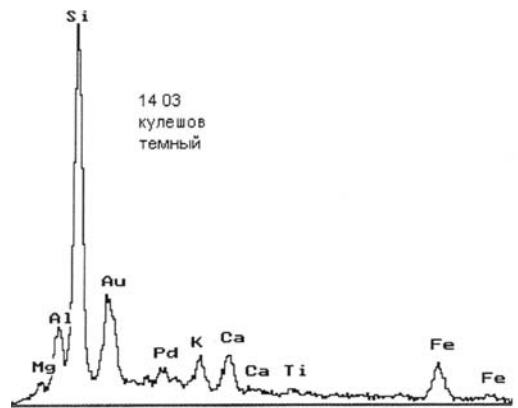
Фиг. 60.



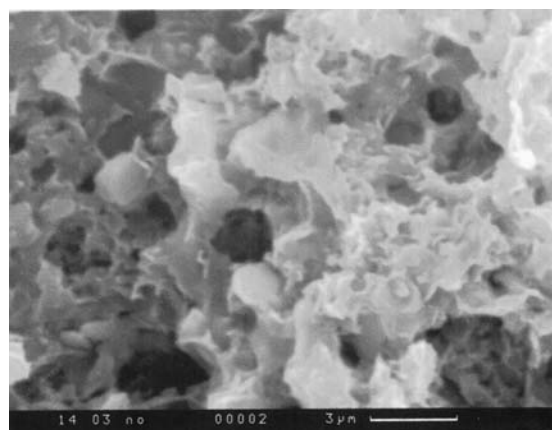
Фиг. 61.



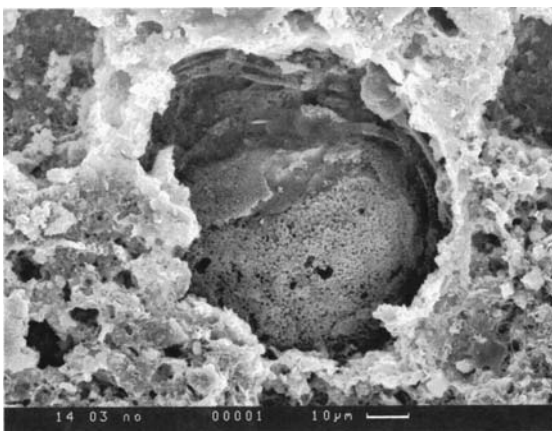
Фиг. 62.



Фиг. 63.



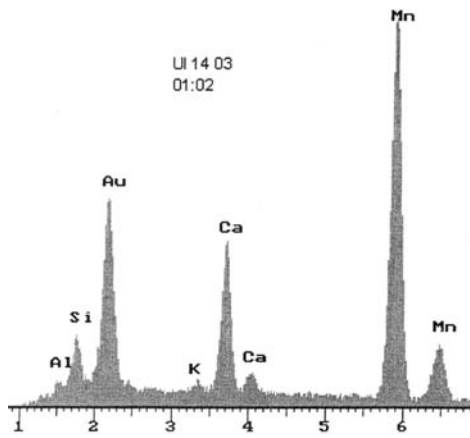
Фиг. 64.



Фиг. 65.



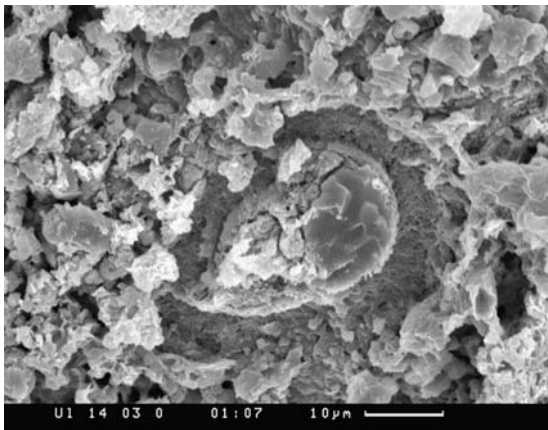
Фиг. 66.



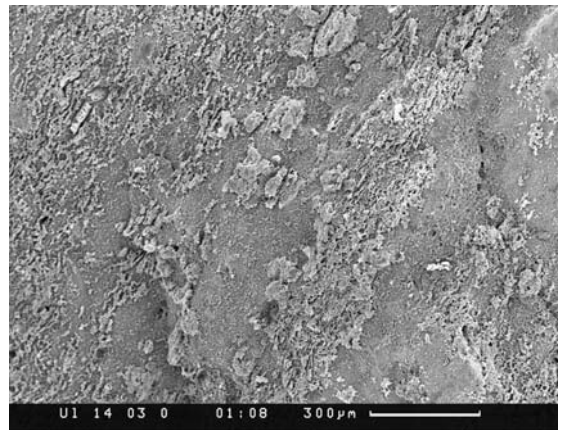
Фиг. 67.



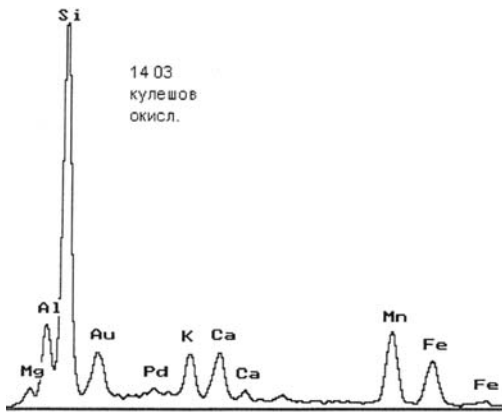
Фиг. 68.



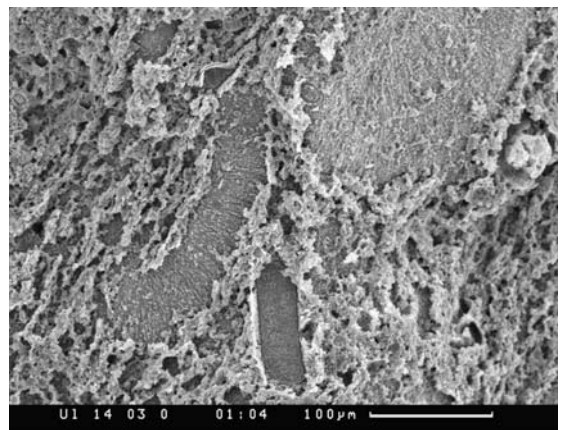
Фиг. 69.



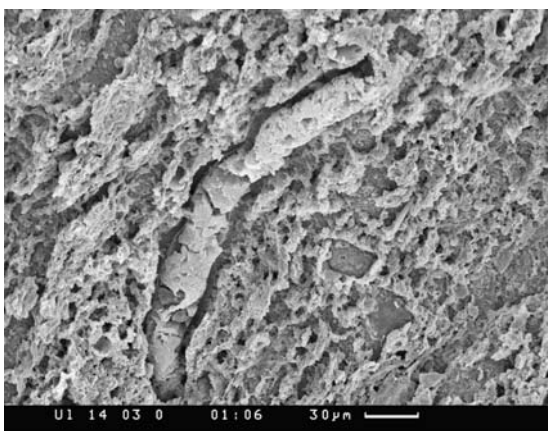
Фиг. 70.



Фиг. 71.



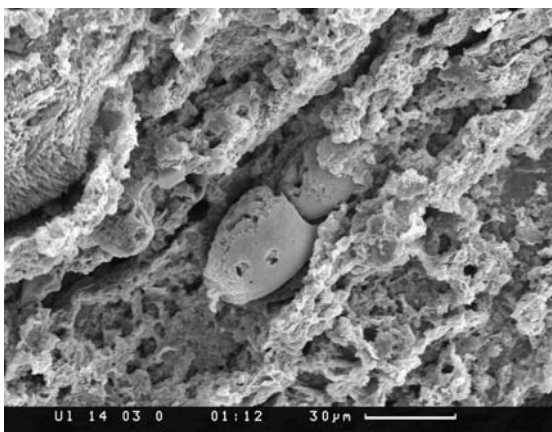
Фиг. 72.



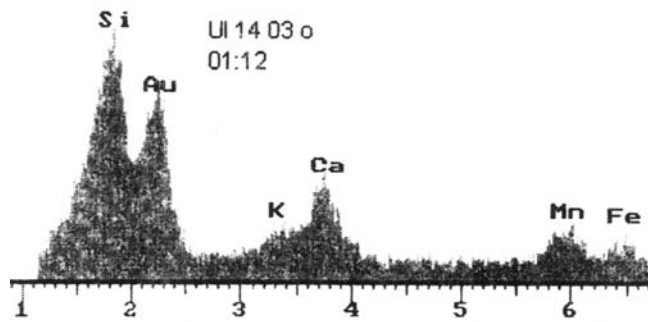
Фиг. 73.



Фиг. 74.



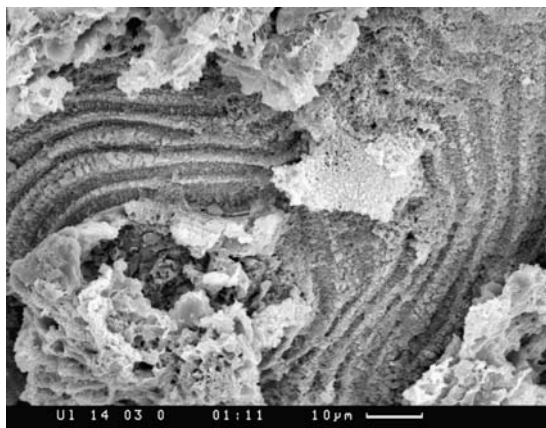
Фиг. 75.



Фиг. 76.



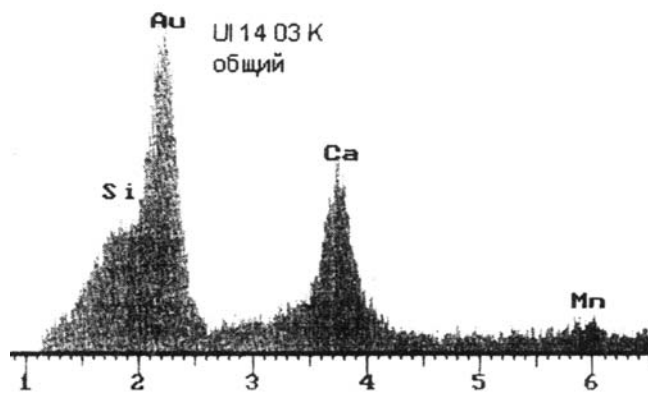
Фиг. 77.



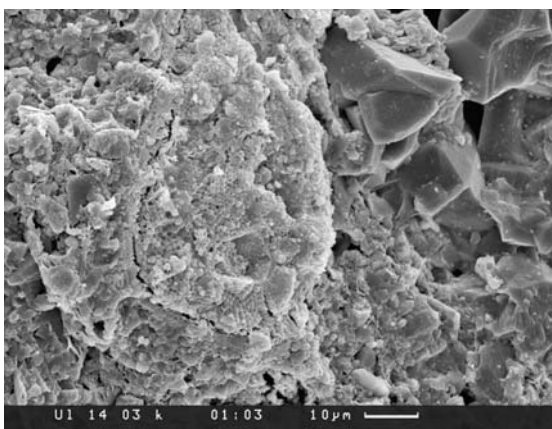
Фиг. 78.



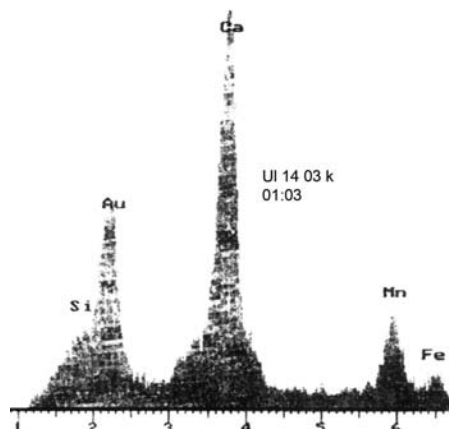
Фиг. 79.



Фиг. 80.

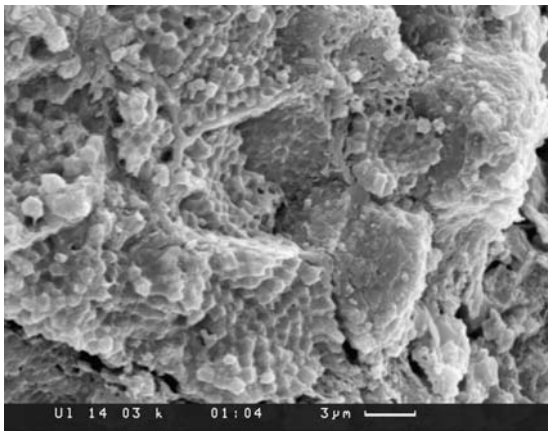


Фиг. 81.

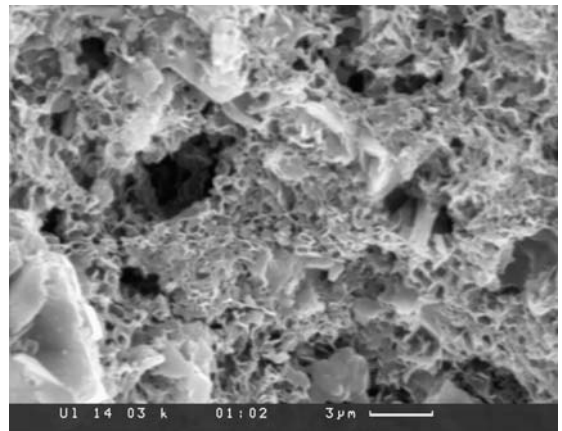


Фиг. 82.

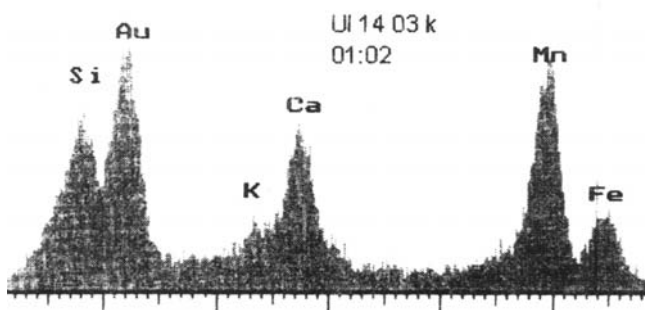




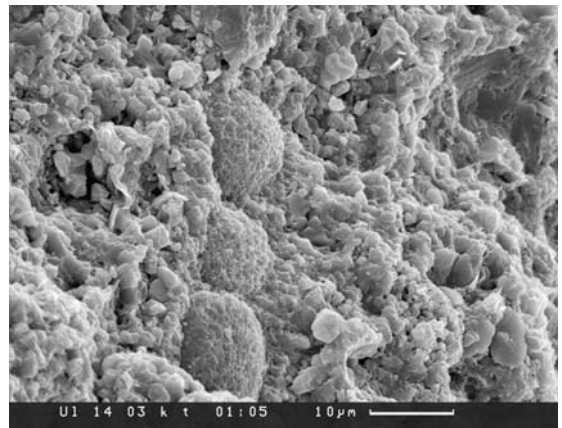
Фиг. 83.



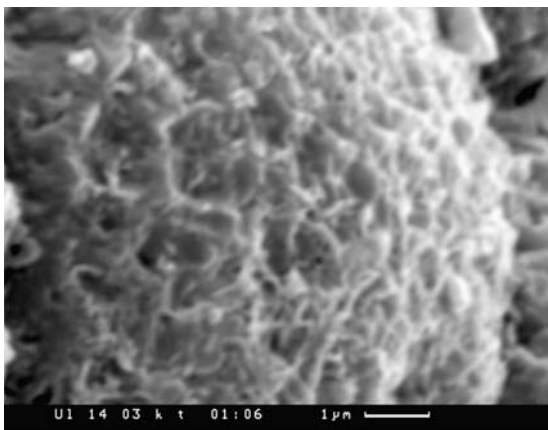
Фиг. 84.



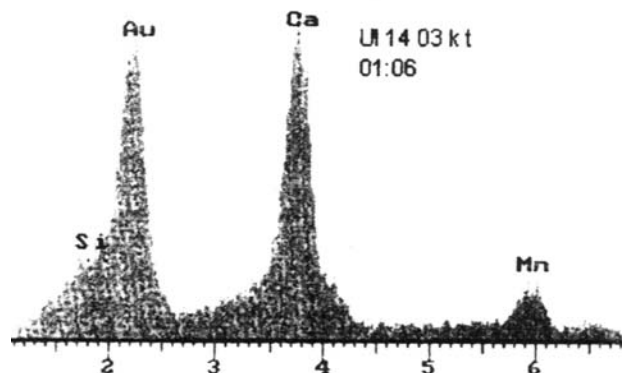
Фиг. 85.



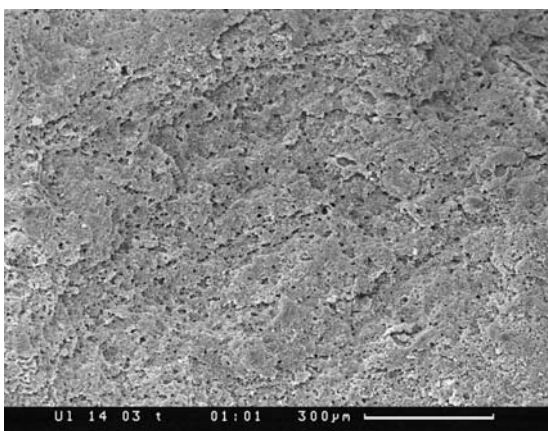
Фиг. 86.



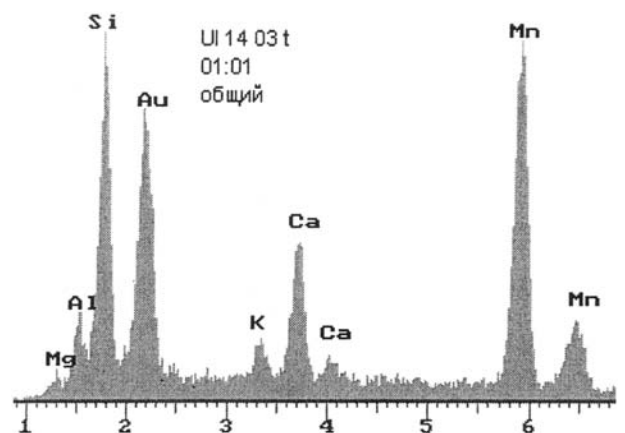
Фиг. 87.



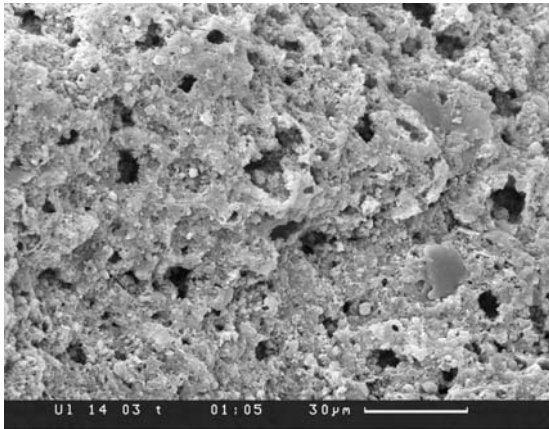
Фиг. 88.



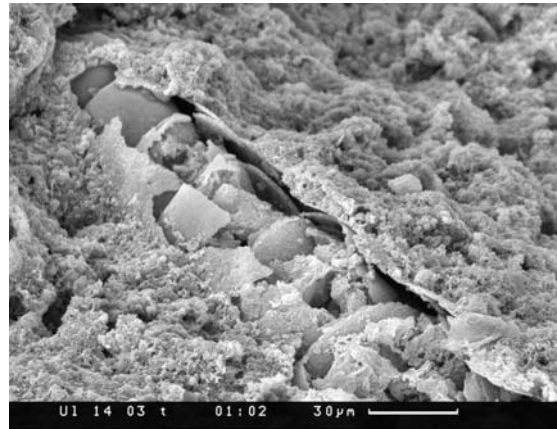
Фиг. 89.



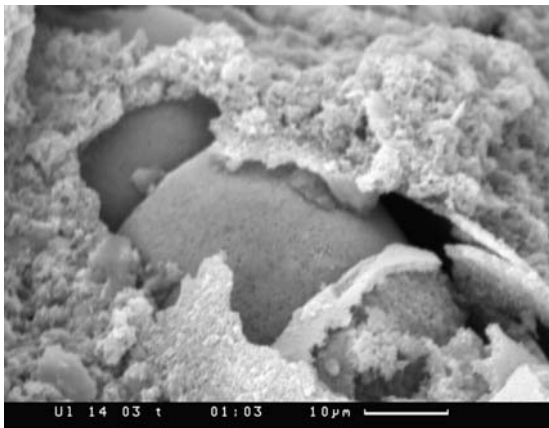
Фиг. 90.



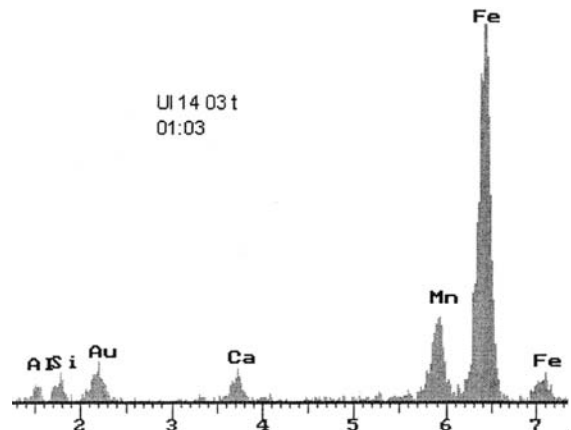
Фиг. 91.



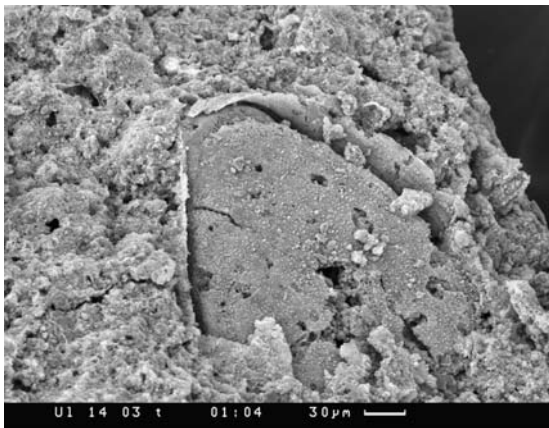
Фиг. 92.



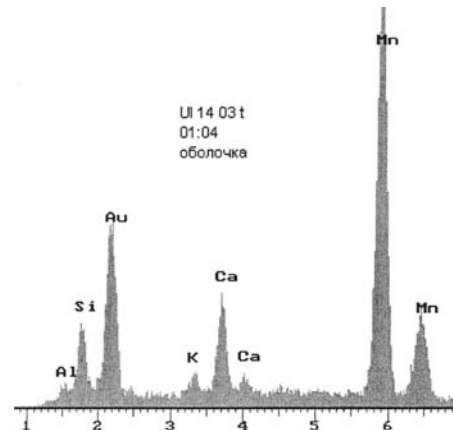
Фиг. 93.



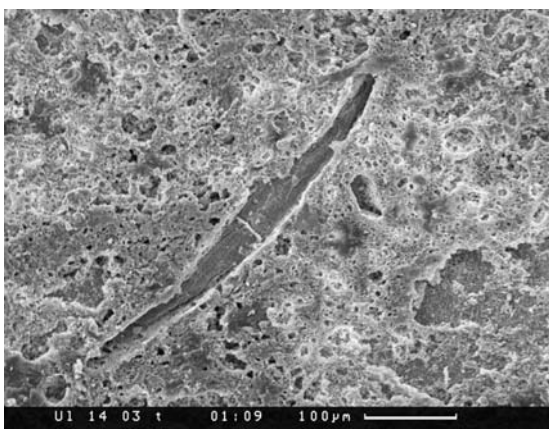
Фиг. 94.



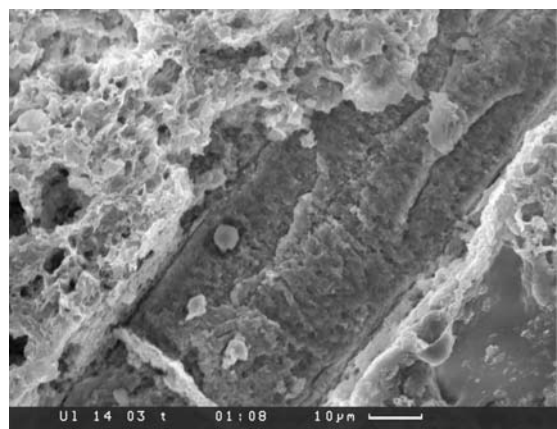
Фиг. 95.



Фиг. 96.

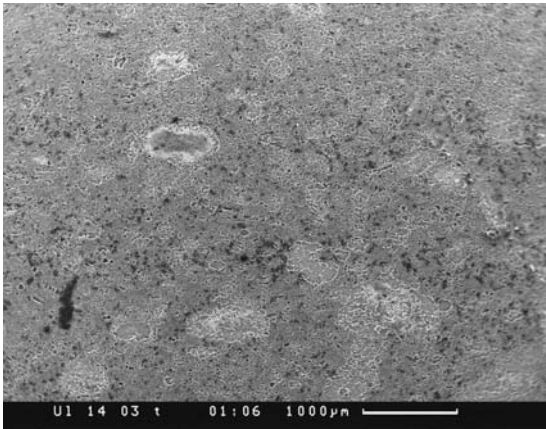


Фиг. 97.

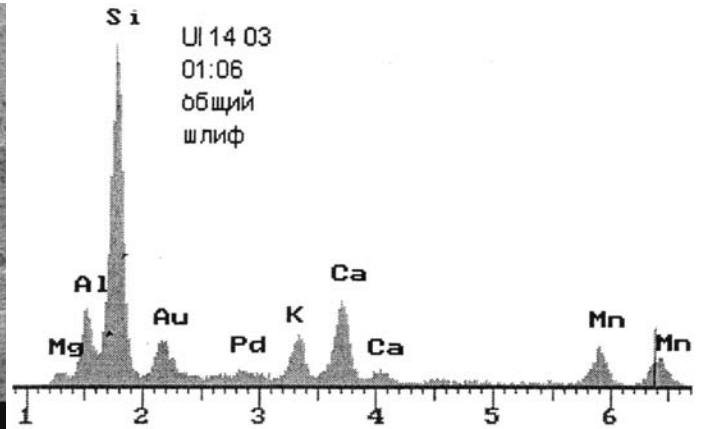


Фиг. 98.

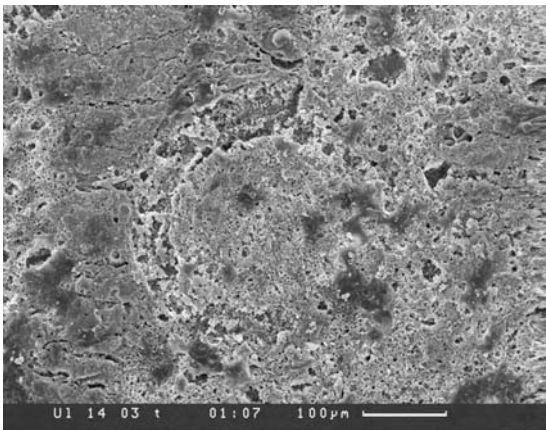




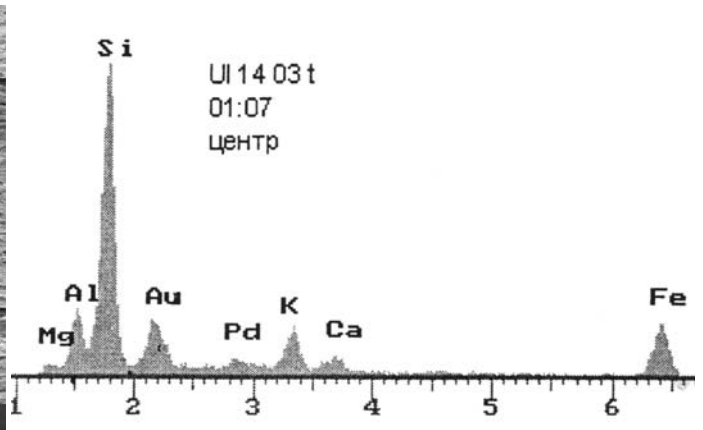
Фиг. 99



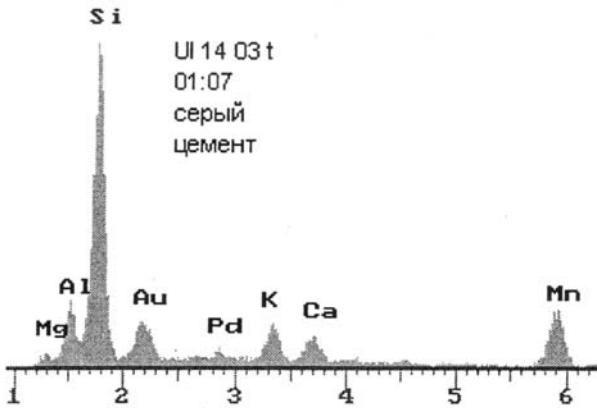
Фиг. 100.



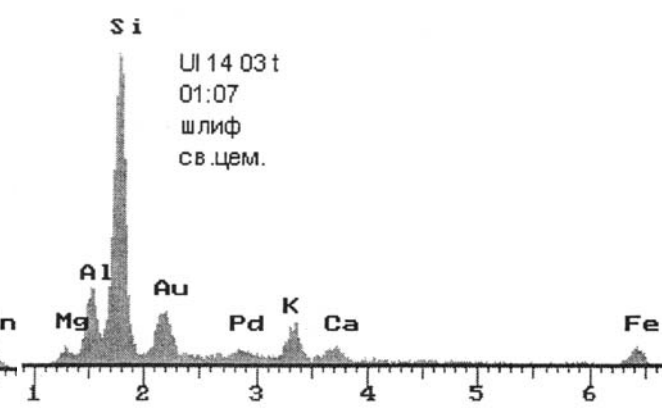
Фиг. 101.



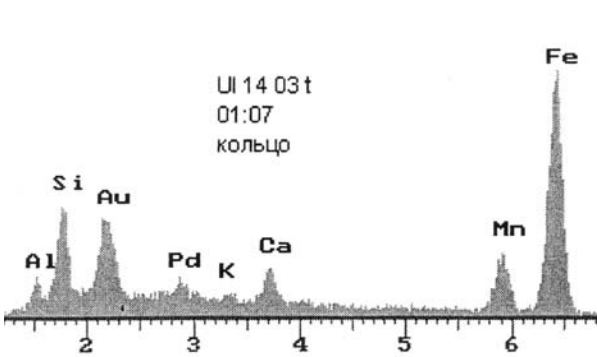
Фиг. 102.



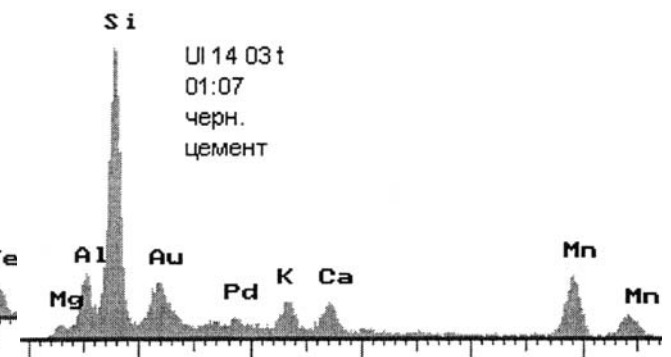
Фиг. 103.



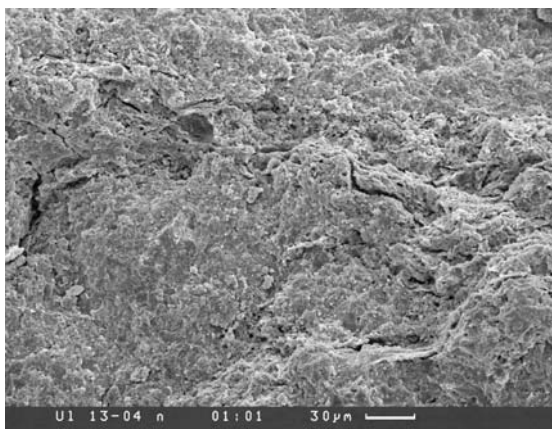
Фиг. 104.



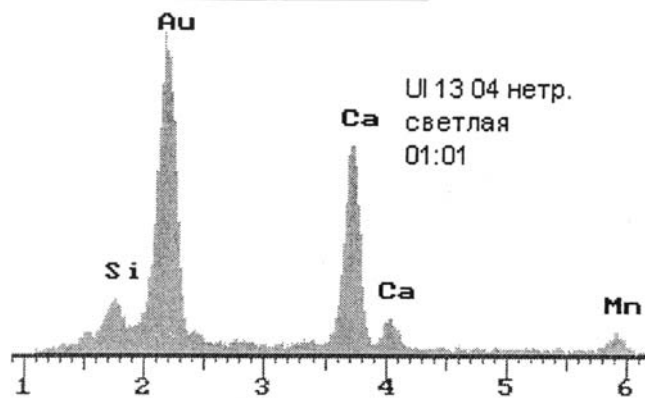
Фиг. 105.



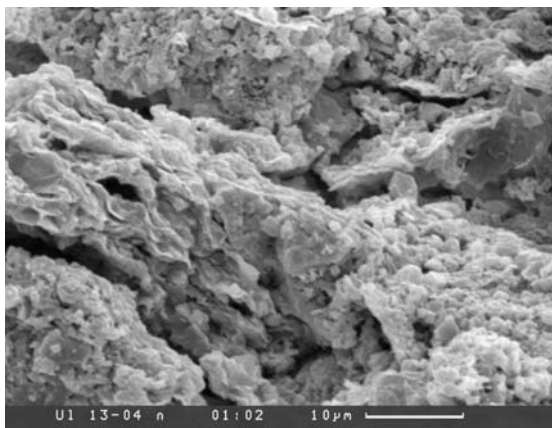
Фиг. 106



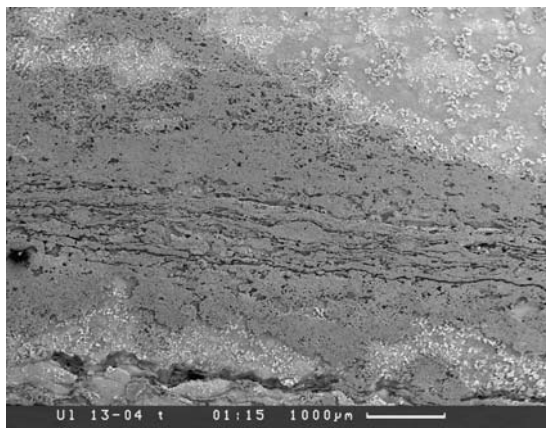
Фиг. 107



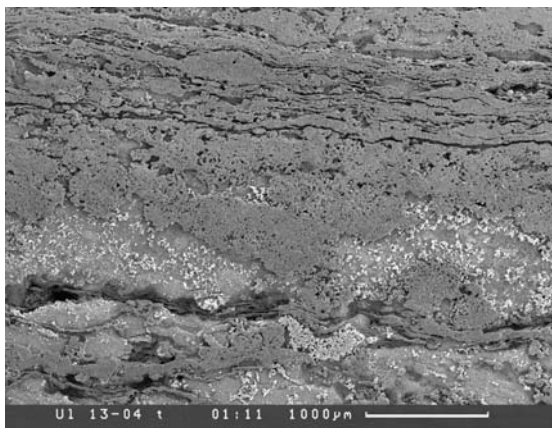
Фиг. 108.



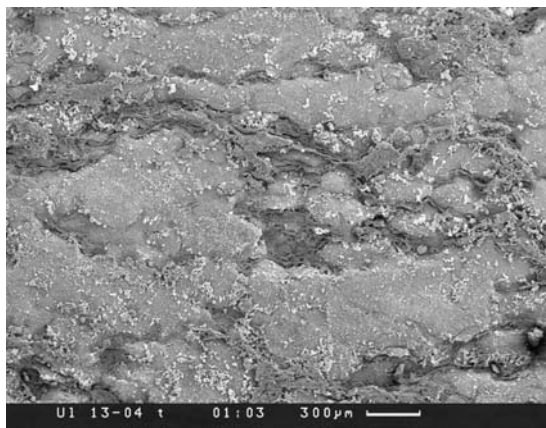
Фиг. 109.



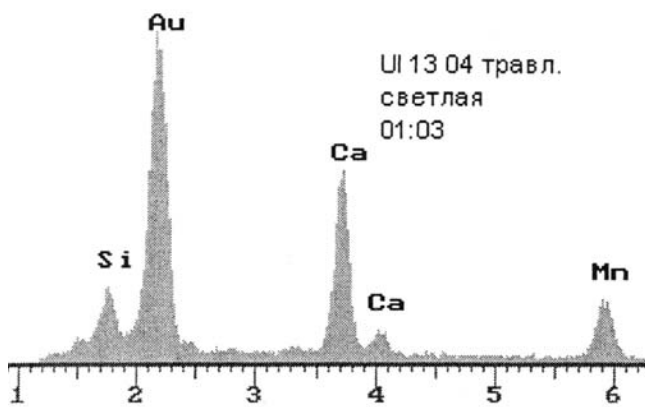
Фиг. 110.



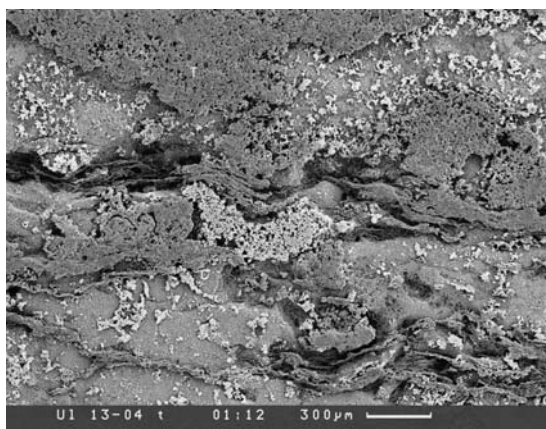
Фиг. 111.



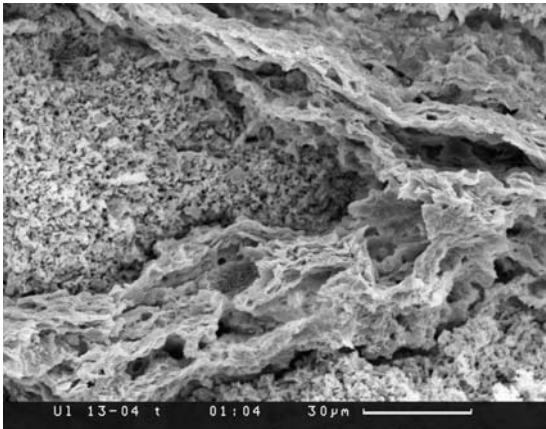
Фиг. 112.



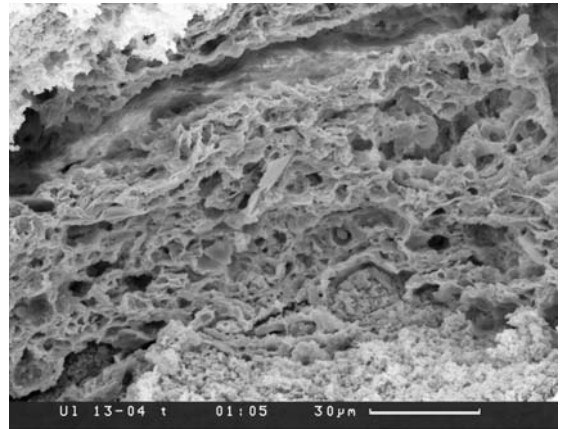
Фиг. 113.



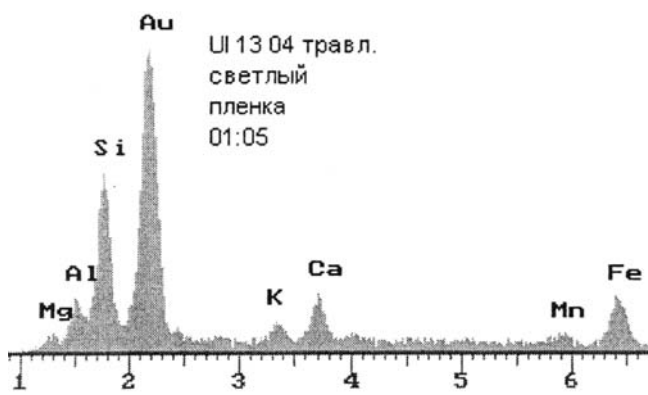
Фиг. 114.



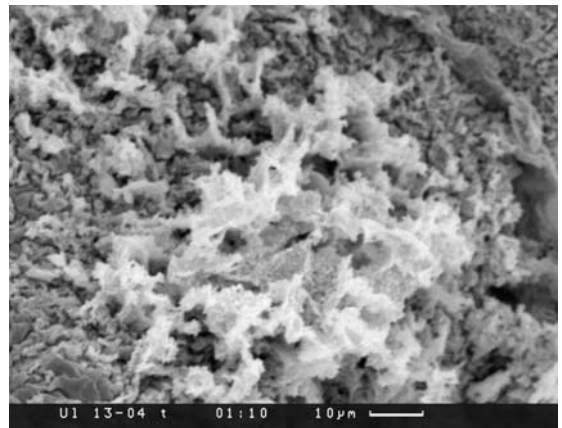
Фиг. 115.



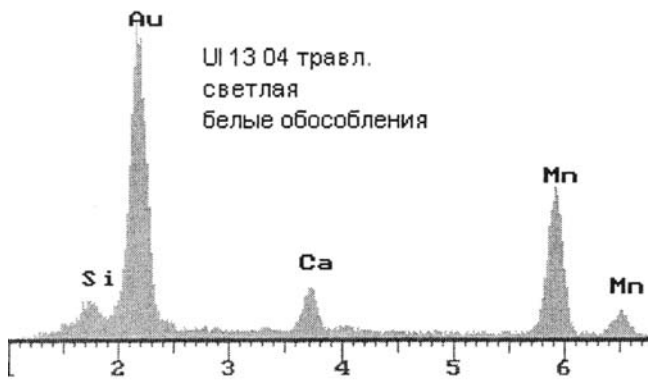
Фиг. 116.



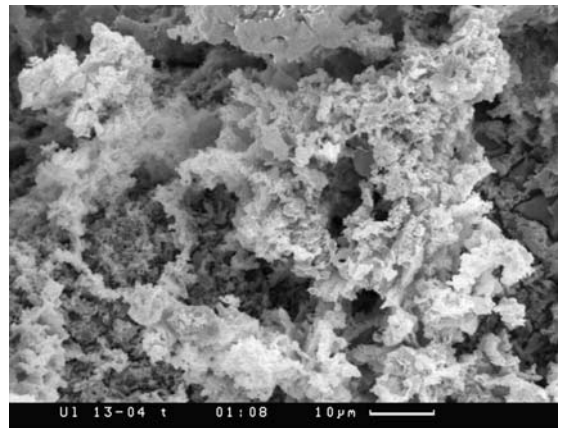
Фиг. 117.



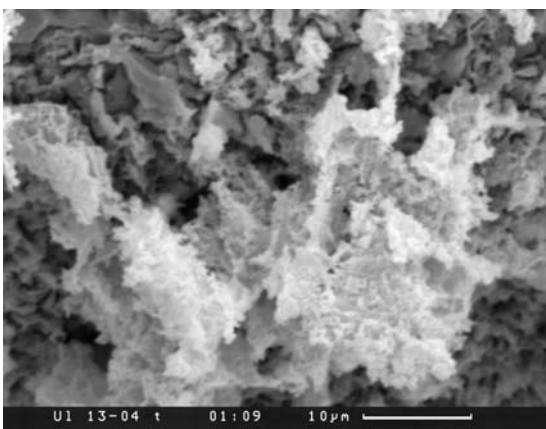
Фиг. 118.



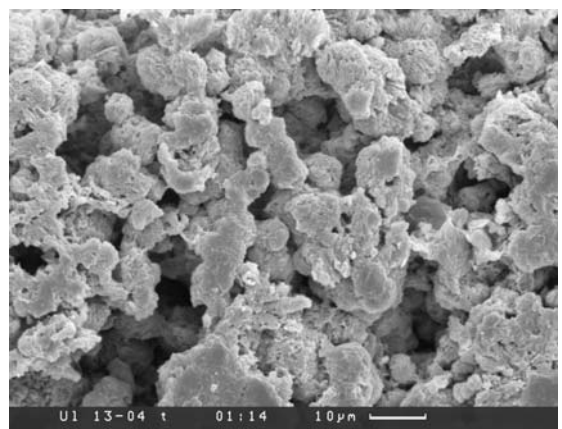
Фиг. 119.



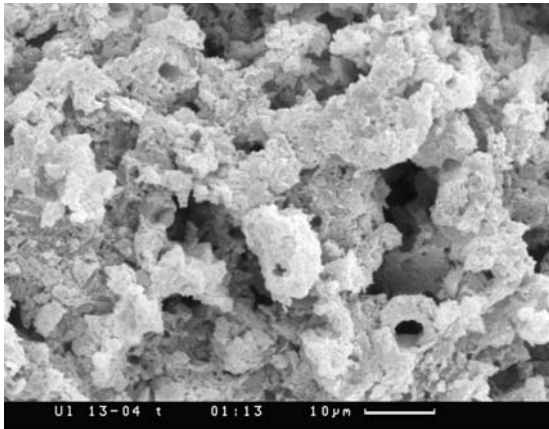
Фиг. 120.



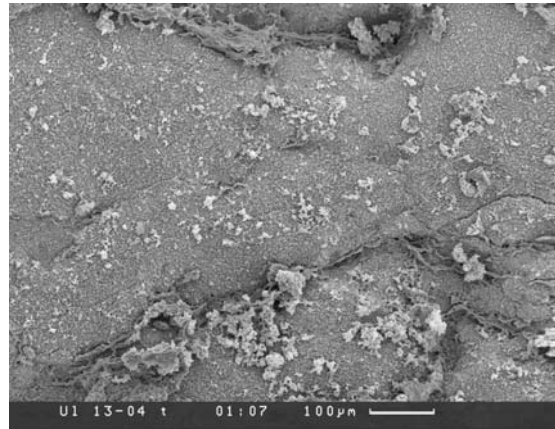
Фиг. 121.



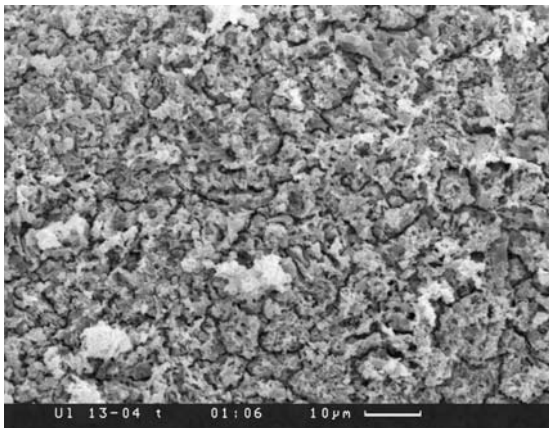
Фиг. 122



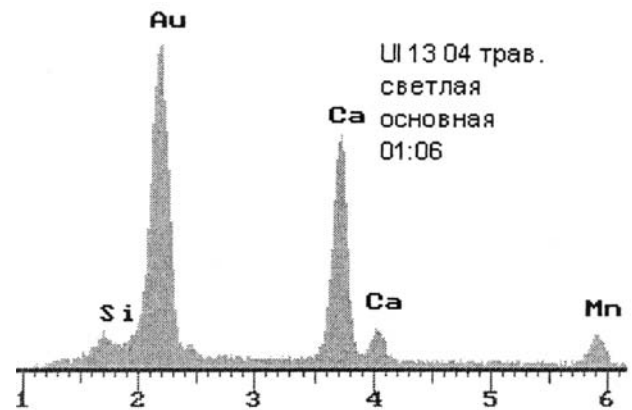
Фиг. 123.



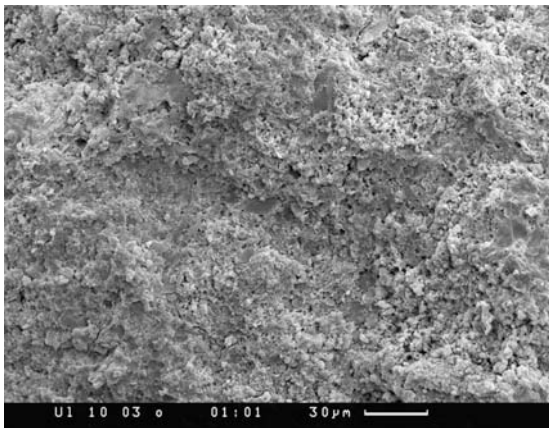
Фиг. 124.



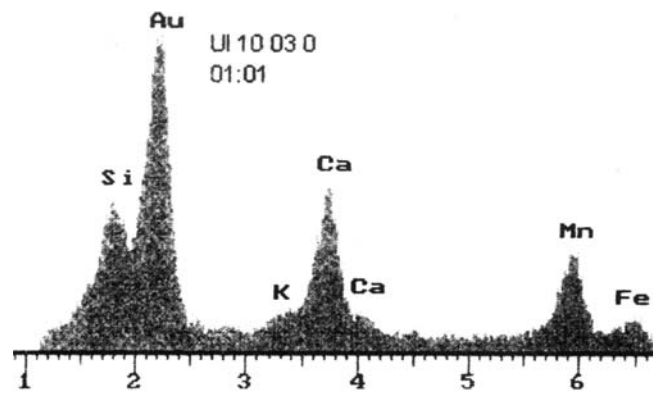
Фиг. 125.



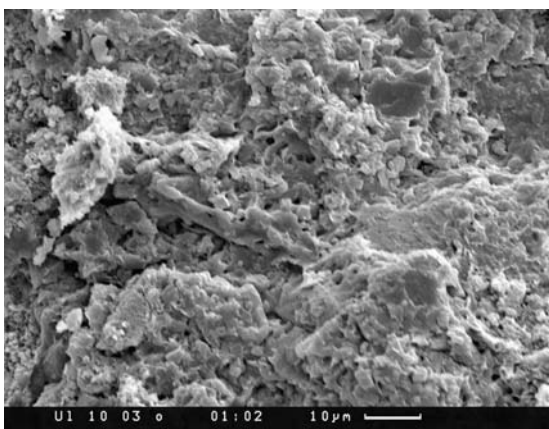
Фиг. 126.



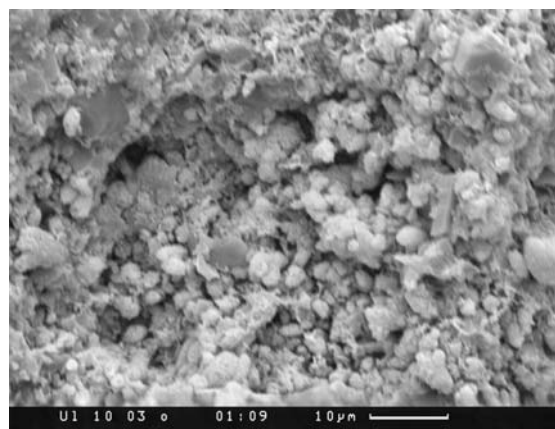
Фиг. 127.



Фиг. 128.

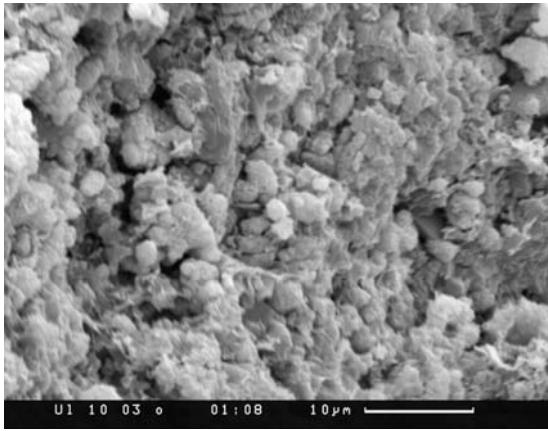


Фиг. 129.

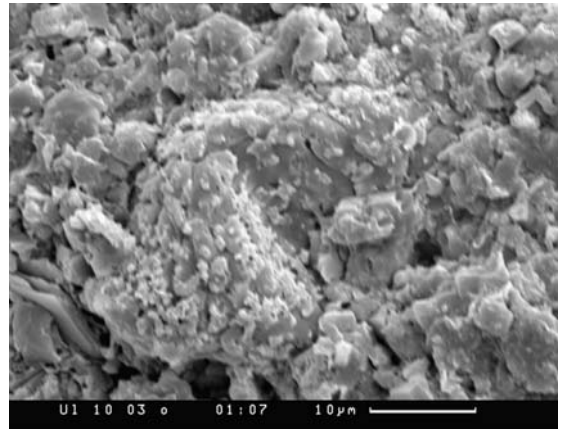


Фиг. 130.

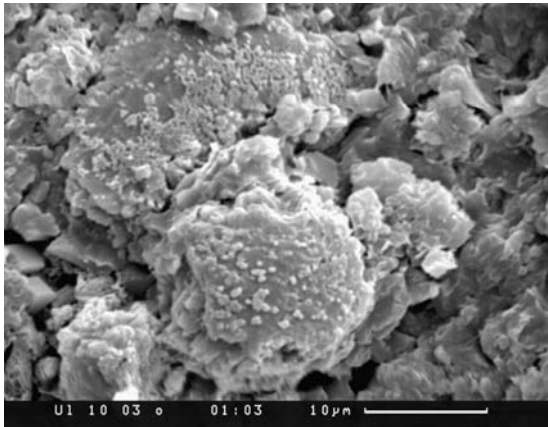




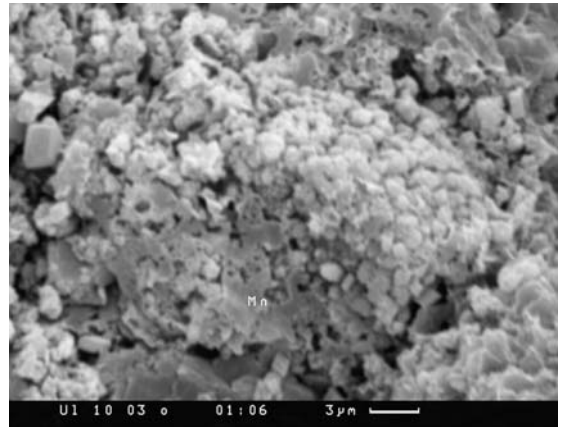
Фиг. 131.



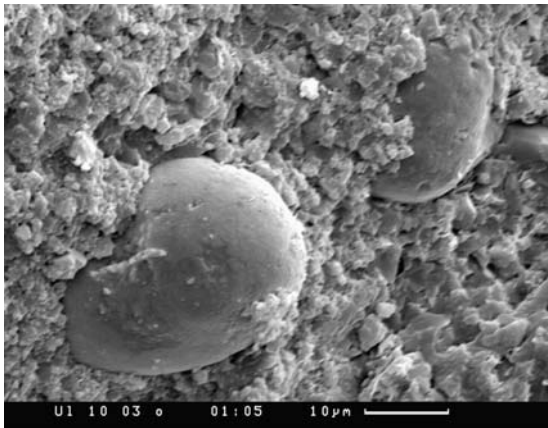
Фиг. 132.



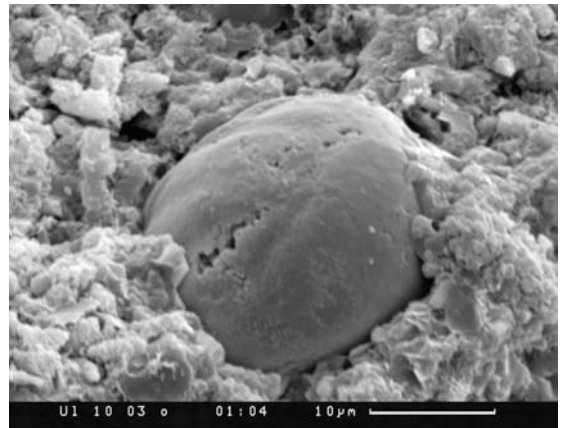
Фиг. 133.



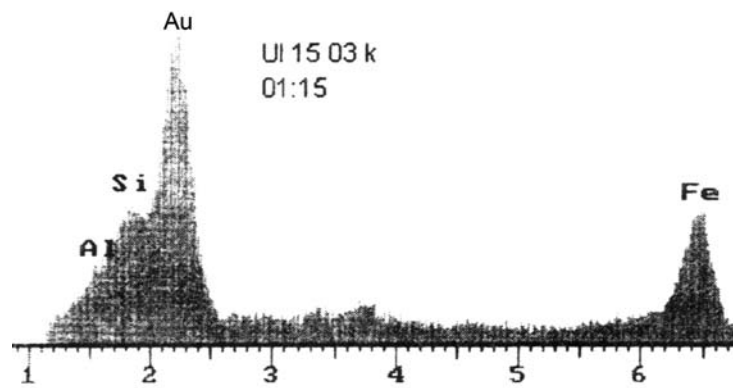
Фиг. 134.



Фиг. 135.



Фиг. 136.



Фиг. 137.



## 6.2. Аккермановское марганцевое месторождение, Россия

*А.А. Шарков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Аккермановский рудный район расположен в Оренбургской области, в 24 км к западу от г. Орска. Месторождение открыто в 1940 г., эксплуатировалось во время Отечественной войны с 1941 по 1943 гг.

А.Г. Бетехтин [42, 41] отмечал, что месторождение было единственным в СССР, в оксидных рудах которого преобладал кристаллический пиролюзит, что представляло особый интерес для электротехнического производства.

**Геологическое строение.** В тектоническом плане месторождение приурочено к зоне сочленения двух крупных положительных структур — Южно-Уральской эпигерцинской платформы — Центрально-Уральского (на западе) и Тагильско-Магнитогорского (на востоке), площадей развития каменноугольных отложений в пределах Аккермановской синклинальной структуры. Здесь выделяются отложения нижнего и среднего карбона, представленные визейским, серпуховским и башкирским ярусами. Рудоносные отложения серпуховского яруса четко выделяются в разрезе от подстилающих средне-верхневизейских светло-серых известняков (150 м) и покрывающих рифогенных известняков башкирского яруса (250 м) темной и светлой окраски, часто переслаивающихся различных по составу известняков и доломитов, с участием кремнистых пород. Наиболее полный разрез находится в центральной части рудного поля (рис. 1), где развито западное крыло Аккермановской синклинали, а марганценозные отложения имеют крутое (до 60–80°) моноклинальное падение на восток и мощность их достигает 85–105 м (рис. 1). Здесь ниже зоны дробления известняков среднего карбона залегает толща (около 145 м) рудоносных пород, включающая марганцовистые известняки, доломиты, с карбонатными марганцевыми рудами и подчиненные кремнистые породы. Разрез палеозоя завершается рифогенными известняками серовато-белого цвета, резко отличными от рудоносных отложений. Мощность таких известняков в районе месторождения достигает 250 м. Максимальное распространение на территории месторождения имеют марганцовистые известняки и доломиты, в меньшей степени развиты карбонатные руды и значительно реже кремнистые породы.

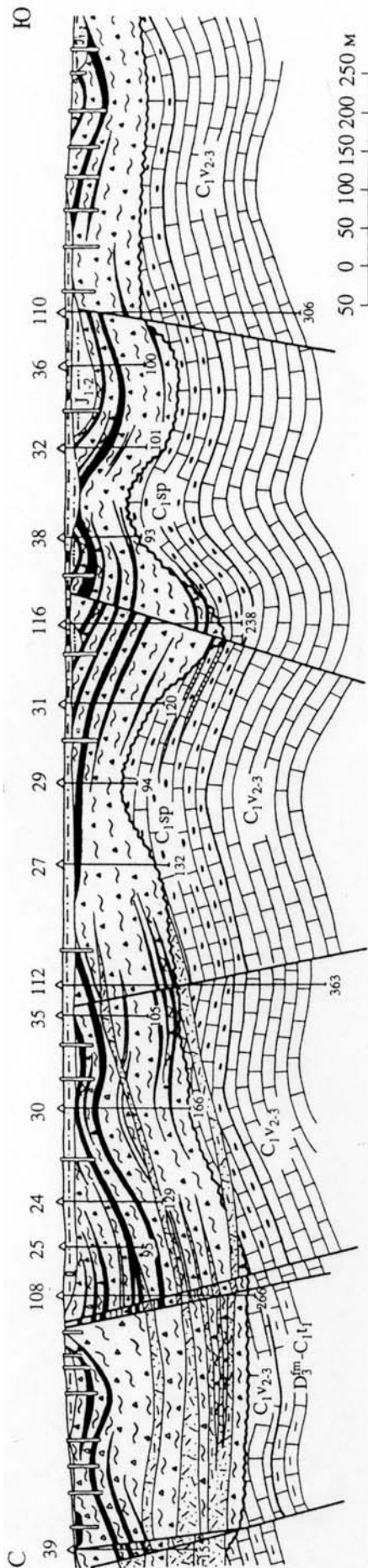
В марганцовистых известняках по составу органогенно-обломочного материала выделяются следующие разновидности: криноидные, фораминиферовые, мшанковые, брахиоподовые, остракодовые, радиоляриевые и другие.

Преобладающее значение в разрезе карбонатной толщи имеют криноидные и радиоляриевые известняки. Кремнистые образования встречаются в виде отдельных маломощных (до 0,1 м) прослоев и линзочек (до 2–3 см). Они представлены различными по составу и окраске кремнями (фтанитами), силицитами, спонголитами и радиоляритами.

Важной чертой месторождения является сложное строение, обусловленное значительной пострудной тектоникой, определившей срезание на флангах рудоносных отложений разломами широтного и субширотного направления. В результате продуктивная толща прослеживается в виде 3х километровой полосы в меридиональном направлении, причем ширина выходов не превышает 150–200 м и лишь на юге достигает 400 м.

В поверхностной части рудоносные отложения почти на всей площади месторождения подверглись интенсивному выветриванию и превращены в глинисто-кремнистые массы коры выветривания, вмещающие оксидные марганцевые руды. Наиболее часто они приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений. Мощность марганценозной коры выветривания достигает 150 м в центральной части, снижаясь на флангах до 100–50 м (рис. 1). В южной части коры выветривания перекрываются мезо-кайнозойскими осадками или четвертичными отложениями.

**Строение и литология рудоносных отложений.** По литологическим признакам рудоносная пачка подразделена на три горизонта. Нижний горизонт (C<sub>2</sub>sp<sup>1</sup>) сложен кремнисто-карбонатными породами с двумя пачками: нижней и верхней. В нижней выделяются темно-серые кремнистые доломиты и доломитистые известняки с редкими прослоями фтанитов (кремней) мощностью до 0,1 м. Содержание MnO в доломитах 1–2, редко достигает 7%, а в кремнистых породах от 0,06 до 0,8%.



**Рис. 1. Продольный разрез Аккермановского Марганцевого месторождения** (условные обозначения см. рис. 2).

В центральной части месторождения в основании горизонта размещаются прослои и пласты карбонатных руд (0,5–3 м) первого уровня, выклинивающиеся к северу или к востоку, либо срезающиеся разломами (рис. 1). Стратиграфически выше, в южной части рудного поля залегают линзовидно-пластовые карбонатные руды второго уровня. Они протягиваются на 250–300 м, образуя компактную залежь мощностью до 8 м, на остальной площади присутствуют только линзы и редкие отдельные пласты мощностью от 0,5 до 5 м.

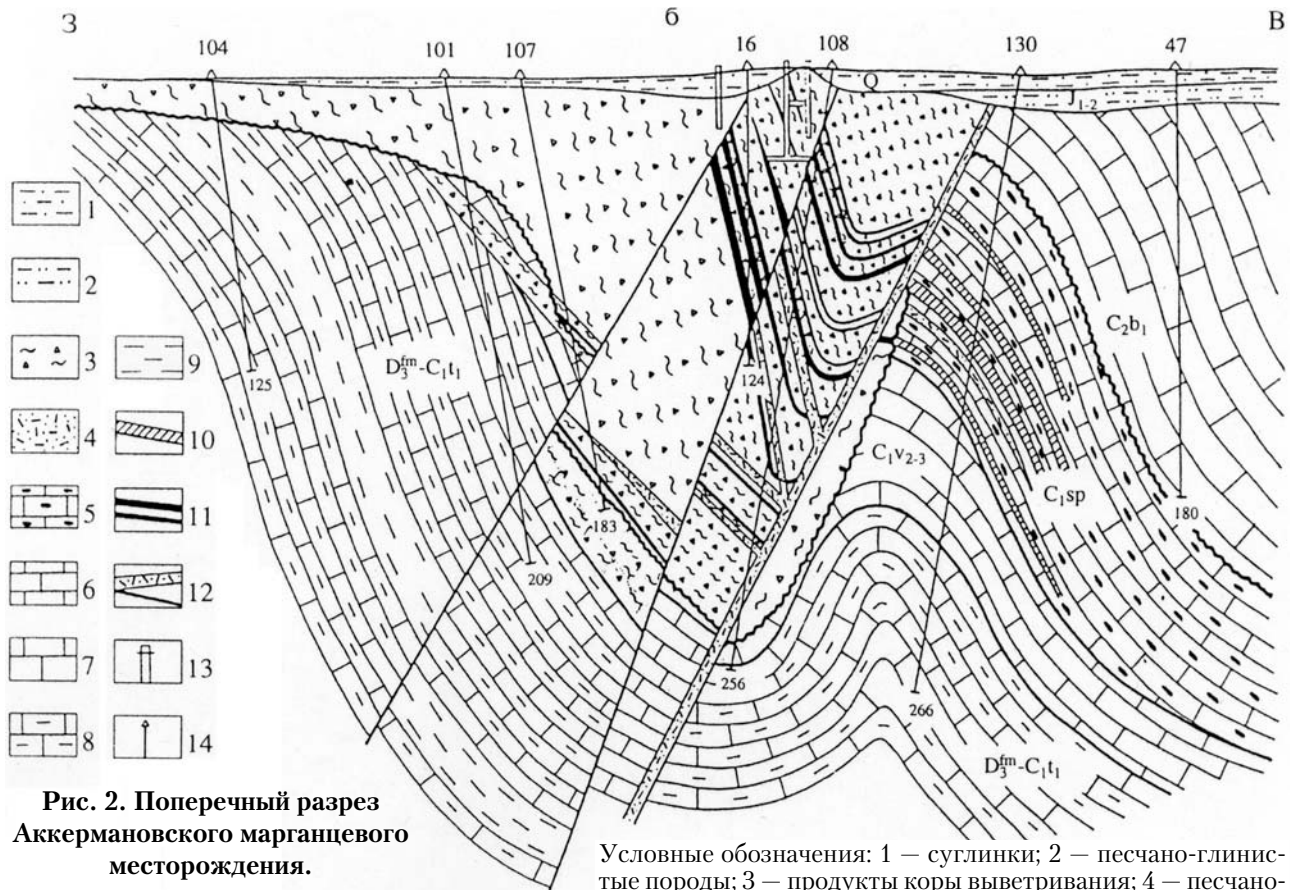
Верхняя пачка характеризуется частым чередованием прослоев (0,2–0,5 м) различных карбонатных пород, среди которых серые, голубовато-серые и темно-серые доломитовые известняки в разной степени кремнистые и марганцевистые. Серые разности тонкозернистые и содержат многочисленные спикулы губок, остатки иглокожих. Содержания MnO колеблются от 1,7 до 5,6%. Голубовато-серые известняки отличаются присутствием линзовидных прослоев бурых силицитов, черных кремней. Содержание MnO – 0,7–1,33%. В разрезе пачки присутствуют и тела пластово-линзовидных карбонатных руд мощностью 2–5 м, протяженностью 150–200 м. MnO в них 11–14%, в единичных случаях до 27,4%. Мощность второй пачки – 10–18 м.

В кровле нижнего горизонта выделяется третья пачка сильно кремнистых желто-серых доломитов, доломитистых известняков, включающих прослои до 0,3 м серых массивных известняков с обломками криноидей, фораминифер и спикул губок. MnO в доломитах 1–2%, в доломитистых известняках до 5%, а в серых слабо кремнистых известняках не более 1,4%. Мощность третьей пачки 10–15 м, а нижнего горизонта в целом до 55 м.

Средний горизонт ( $C_{1sp}^2$ ) резко отличается от нижнего. В его разрезе доминируют слабо кремнистые органогенные, полидетритовые известняки от серого до темно-серого цвета. Выделяются криноидные, фораминиферовые, мшанковые и другие разности известняков. MnO в них от 0,3 до 1,5%. В этом горизонте на трех уровнях также залегают карбонатные руды протяженностью 150–200 м, мощностью до 2–5 м. Они вполне аналогичные рудам первого горизонта, отличаясь более низкими содержаниями кремнезема и глинозема. Содержание MnO в них от 10 до 24%. Мощность второго горизонта до 30–50 м.

Верхний горизонт ( $C_{1sp}^3$ ) сложен преимущественно темно-серыми известняками с четкой слоистой, полосчатой текстурой, обусловленной частым присутствием слоек (1–2 см) черного углисто-глинистого вещества, прослоев бурых силицитов и серых известняков в разной степени кремнистых. MnO в известняках 0,1–0,5%, в силицитах – 0,03–0,14%. Результаты химического анализа пород серпуховского яруса приведены в табл.1.

**Морфология рудных тел и состав руд.** Здесь рассматриваются первичные карбонатные руды, обнаруженные во



**Рис. 2. Поперечный разрез Аккермановского марганцевого месторождения.**

Условные обозначения: 1 — суглинки; 2 — песчано-глинистые породы; 3 — продукты коры выветривания; 4 — песчано-щербнистая масса зон разломов и дробления; 5 — известняки и доломиты марганцевые; 6 — известняки органогенно-обломочные; 7 — известняки рифогенные; 8 — известняки глинистые; 9 — глины; 10 — карбонатные марганцевые руды; 11 — оксидные марганцевые руды; 12 — тектонические зоны; 13 — шурфы; 14 — скважины.

многих скважинах при проведении поисковых работ ПГО «Оренбургеология» в период 1985–1990 гг. на различных участках рудного поля и детально изученные автором [302]. Они сформировались в морском осадочном бассейне и характеризуются пластово-линзовидной формой и согласно залегают с вмещающими их породами. Первичные карбонатные руды часто интенсивно дислоцированы вплоть до мелких узких изоклиналиных складок, которые образуют зоны смятия. Контакты рудных тел с вмещающими породами постепенные и устанавливаются только по результатам их опробования. Весьма важной чертой карбонатных марганцевых руд является реликтовая органогенная структура, которая подчеркивается присутствием многочисленных фаунистических остатков, частично или полностью замещенных пелитоморфной массой марганецсодержащего карбоната. При этом замещению подвергаются только скелетные остатки раковин и створок, тогда как ядра и внутренние их полости выполнены кальцитом. Наряду с этим часто наблюдаются обломки фауны, замещенные халцедоном и кварцем.

Большой интерес вызывает перекристаллизация изоморфной смеси карбонатов магния, кальция и марганца, которая сопровождается обособлениями доломита и марганцевых минералов. В этих случаях на отдельных участках марганецсодержащей пелитоморфной карбонатной массы, вблизи трещин, заполненных кремнеземом, наблюдаются идиоморфные кристаллы доломита в виде ромбиков, размером 0,01–0,05 мм.

Таблица 1.

**Химические анализы пород серпуховского горизонта**

Горизонт	Колич. проб	Среднее содержание компонентов, в %						
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
Нижний	56	28,6	1,0	1,0	0,05	26,6	8,1	1,85
Средний	26	0,93	0,31	0,26	0,02	54,4	0,30	0,62
Верхний	12	15,4	1,0	0,87	0,05	42,5	2,21	0,22
Среднее	94	17,5	0,75	0,72	0,04	40,0	5,0	1,40

Таблица 2.  
Химический состав карбонатных марганцевых руд серпуховского яруса

Число проб	Среднее содержание компонентов, %											Сумма
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	
<b>Средний горизонт</b>												
6	5,80	1,32	3,10	0,07	26,4	4,35	15,8	0,03	0,07	0,16	36,0	6,5
14	9,05	1,13	3,0	0,06	27,8	4,07	16,4	0,10	0,10	0,17	35,0	2,3
7	10,0	0,54	2,19	0,03	30,1	4,65	16,1	0,10	0,12	0,16	34,0	1,5
Среднее по горизонту	8,60	1,0	2,81	0,05	28,1	4,29	16,2	0,08	0,09	0,16	34,5	3,4
<b>Нижний горизонт</b>												
30	18,0	0,81	1,47	0,04	25,6	3,77	15,5	0,07	0,08	0,21	31,8	2,0
8	20,6	0,64	2,35	0,03	29,7	2,10	15,2	0,08	0,08	0,40	27,0	1,40
38	18,6	0,80	1,65	0,04	26,4	3,40	15,5	0,08	0,08	0,26	30,7	1,90
Среднее по ярусу	14,4	0,88	2,13	0,04	27,1	3,80	15,8	0,08	0,08	0,22	32,3	2,70
Среднее по ярусу												99,5

Наиболее примечательной особенностью карбонатных марганцевых руд Аккермановского месторождения является отсутствие в них заметных следов органического вещества, что объясняется хорошо аэрируемой обстановкой в придонных морских водах, существовавшей в период их накопления.

Карбонатные руды можно подразделить на сильно кремнистые, кремнистые и слабо кремнистые. Сильно кремнистые руды типичны для нижнего горизонта (SiO<sub>2</sub> 18–20%), здесь же несколько повышены содержания фосфора. Средние содержания MnO в рудах всех горизонтов примерно одинаковые, в пределах 15–16% и в целом не превышая 27% (табл. 2).

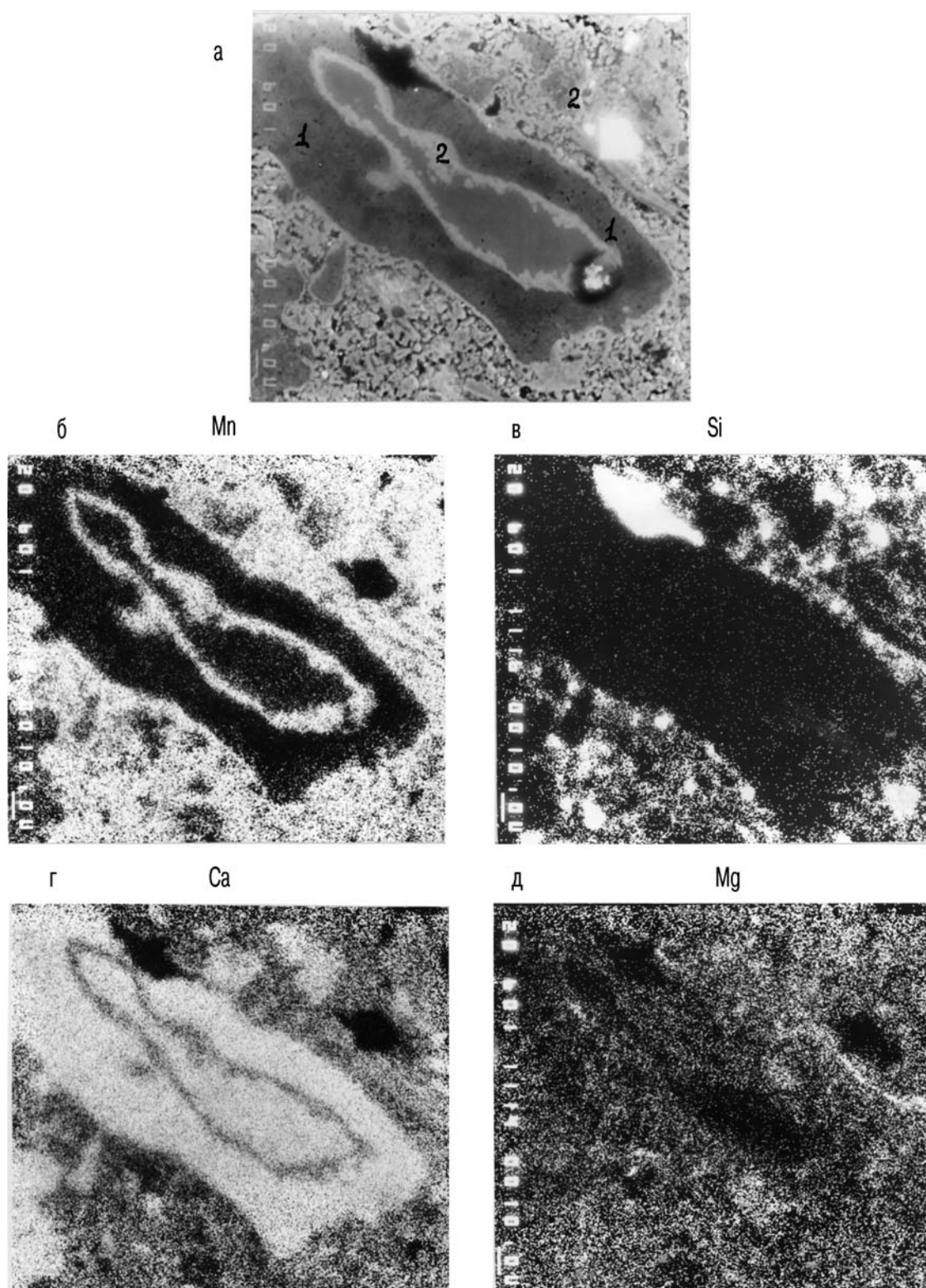
В составе руд установлены родохрозит, манганокальцит, марганцовистый кальцит, а также кальцит, кутнагорит, доломит, анкерит, сидерит, кварц, халцедон. В незначительном количестве присутствуют пирит, монтмориллонит и хлорит.

Карбонаты марганца образуют изоморфные смеси и по существу рудная масса представлена всеми переходами изоморфного ряда. Выделенные различия карбонатов марганца, магния, кальция и железа характеризуются пелитоморфным строением и обычно ассоциируют с кварцем (халцедоном), находясь между собой в тонком сростании.

Примечательно, что в рудах нижнего горизонта преимущественное распространение имеют кутнагорит и доломит, а в среднем — главную роль играют кальциевый родохрозит, манганокальцит и марганцовистый кальцит. Изучение вещественного состава карбонатов и распределение в них основных минералообразующих элементов, проведенное на микроанализаторе «Самебах», показало, что кальциевый родохрозит образует в смеси с этими минералами основную тонкозернистую массу. При этом в одних случаях в ней выделяются сравнительно крупные агрегаты с зональным строением, в центральной части которых фиксируются манганокальцит, окруженный каемкой родохрозита, а по периферии развит кальцит.

Несколько иная картина наблюдается в других исследованных образцах, где также присутствуют подобные агрегаты. Однако в них ядра и внешние оболочки слагает кальцит, тогда как промежуточные зоны состоят из родохрозита (фиг. 1).

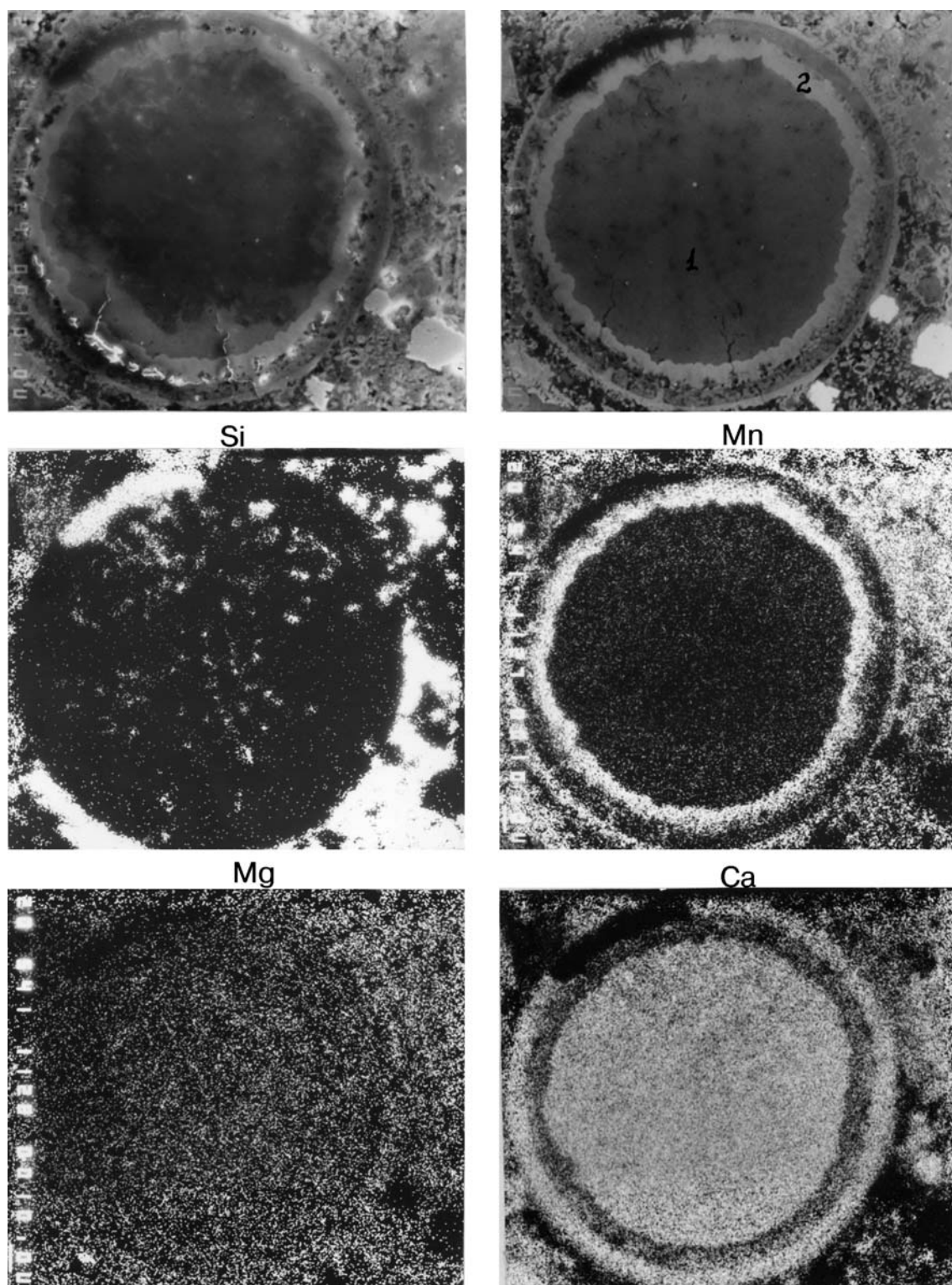
Особый интерес вызывает характер распределения карбонатов марганца в тех рудах, где



Фиг. 1.

наблюдаются агрегаты с концентрическим зональным срастанием кальцита и родохрозита (фиг. 2) На растровых изображениях четко видно выделение округлой формы, представляющее собой слепок микрофауны в поперечном сечении. Ядро ее выполнено кальцитом, а оболочка состоит из родохрозита и кальцита, обособленных в виде концентрических зон с довольно четкими границами. В окружающей массе также отмечается тесное срастание основных элементов с кремнеземом. Исследования карбонатных руд на электронном микроскопе Tesla-45 позволило установить блоковую и призматическую форму выделений родохрозита.





Фиг. 2.

Манганокальцит и марганцовистый кальцит также широко распространены в карбонатных рудах Аккермановского месторождения и находятся в тесном срастании с кварцем. В рудах нижнего горизонта довольно часто встречается кутнагорит. Марганцовистый доломит широко развит только в кремнисто-карбонатных отложениях нижнего горизонта и незначительно в карбонатных рудах.

В различных марганцовистых известняках и в карбонатных рудах обычно присутствуют кварц и халцедон. Максимальное количество их отмечено в кремнисто-карбонатных отложени-



Фиг. 3.

ях нижнего горизонта серпуховского яруса. Эти минералы находятся в тесном срастании с карбонатами марганца в рудных образованиях, а в кристаллической массе известняков кремнезем присутствует в виде примеси.

Пирит очень редко фиксируется в карбонатных рудах в марганценовых кремнисто-карбонатных отложениях в форме вкрапленности мелких кристаллов (до 0,3 мм).

**Строение и состав коры выветривания.** В пределах месторождения кора выветривания прослеживается узкой полосой (200–300 м) в субме-

ридиональном направлении на 3 км. В северной и центральных частях рудного поля продукты коры выветривания фиксируются по скважинам до глубины 250 м, южнее — нижняя кромка коры выветривания повышается до 100 м в связи с частичным размывом (рис. 1). Минимальная мощность коры в 10–30 м отмечена на западном крыле Аккермановской синклинали. По морфологии и строению кора выветривания относится к линейно-трещинному типу. Она образовалась преимущественно вдоль дизъюнктивных нарушений по крутозалегающим марганценовым породам. Для нее характерна зональность, наиболее четко проявленная вблизи разломов, где по обе стороны от них залегают под крутыми (до 75–85°) слоистые белые каолиновые глины, постепенно переходящие, по мере удаления от зоны разлома, в пестроцветные, а затем в буроватые, коричневые монтмориллонитовые глины. Соответственно в коре выделяется три зоны: каолиновая, монтмориллонит-гидрослюдистая и зона выщелачивания (разложения и дезинтеграции).

Каолиновая зона представлена частым чередованием кремнистых и глинистых продуктов выветривания, мощностью от 1–3 см до 0,2–0,3 м. Кремнистые образования легкие, пористые трепеловидные светло-серые с линзочками массивных буроватых кремней фарфоровидного облика. Они обладают реликтовой органогенной структурой, обусловленной присутствием значительного количества фрагментов фораминифер, брахиопод, криноидей, спикул губок и др., которые замещены халцедоном и кварцем. Содержание оксидов марганца в этой зоне обычно 0,01–0,05%. В зависимости от параметров нарушений размеры каолиновой зоны изменяются от 1–2 до 6–8 м.

Монтмориллонит-гидрослюдистая зона сложена переслаивающимися тонкими, до 0,1–0,5 см прослоями первично кремнистых пород серой окраски и буровато-коричневых глин. Для них характерно присутствие кремнистых желваков и линз бурого цвета, располагающихся в виде прослоев. В этой зоне преобладает монтмориллонит относительно хлорита. Оксидов марганца ( $MnO_2$ ) здесь около 0,18%. Параметры выходов этих глин 10–20 м.

Зона выщелачивания — разложения и дезинтеграции развита неравномерно. На разных участках ее размеры колеблются от 2–3 до 8–10 м, причем максимально вблизи наиболее крупных разломов, где циркулировавшие по ним подземные воды, способствовали максимальному выщелачиванию марганца из карбонатных руд. Особенностью этой зоны является повсеместная концентрация оксидов марганца в ее нижней части — на контакте с коренными первичными марганцевистыми известняками. Здесь обычно присутствует марганцевая минерализация в виде тонких (до 5–8 см) прослоев или корочек оксида марганца (манганита). Поскольку коры выветривания на месторождении иногда перекрыты юрскими отложениями, то возраст их вероятнее всего доюрский.

**Рудная минерализация в корах выветривания.** Детальное изучение разрезов рудоносных пород позволило установить, что окисленные марганцевые руды образовались непосредственно по первичным карбонатным рудам и впоследствии подвергались многократному окислению при

Таблица 3.

## Химический состав оксидных марганцевых руд в коре выветривания

Число проб	Среднее содержание компонентов, %												Сумма
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	
18	47,1	0,32	1,0	0,02	0,16	0,10	47,6	1,70	0,14	0,03	0,17	0,27	0,90
4	40,0	1,90	1,80	0,06	0,34	0,14	45,2	5,40	1,40	0,39	0,18	0,19	2,20
3	5,70	2,90	0,60	0,02	0,36	0,08	80,0	5,30	1,54	0,42	0,37	0,16	2,1
25	40,6	0,84	1,08	0,04	0,21	0,12	52,3	2,52	0,50	0,14	0,19	0,24	1,1

воздействии атмосферных и подземных вод, проникавших по тектоническим нарушениям на большую глубину [302]. В результате этого их минеральный состав претерпел весьма существенные изменения. По нему в коре выветривания Аккермановского месторождения четко выделяются в разной степени кремнистые пиролюзитовые, криптомелановые и менее распространенные гетит-пиролюзитовые, а также тодорокитовые руды. Пиролюзитовые руды наиболее широко развиты в пределах зоны гипергенеза и являются основным типом на месторождении. Видимая мощность рудных тел здесь изменяется от 1 м до 7 м. Среди них, по внешнему облику резко выделяются стально-серые, темно-серые и черные крепкие массивные образования либо слоистые, брекчиевидные разности. Основными компонентами руд являются кристаллический пиролюзит (30–70%) и кварц (табл. 3). Примесь криптомелана в них составляет не более 1–3%, редко до 5–10%, а гетита от 1–2 до 5%. В рудах также наблюдаются реликты тодорокита, иногда нсутита.

Нерудные компоненты представлены в основном кварцем и халцедоном (от 25–66%).

Следует отметить, что наиболее чистый кристаллический пиролюзит был зафиксирован нами в рыхлых маломощных прослоях (2 см) в шурфах на северном участке месторождения, где оксидные марганцевые руды в процессе гипергенеза подвергались многократному окислению, вследствие чего содержание MnO<sub>2</sub> в них достигало 96%.

Криptomелановые руды в пределах месторождения имеют более ограниченное распространение, где их мощность составляет 1–2 м. Они сложены преимущественно криптомеланом, кварцем, халцедоном и редко опалом. В виде незначительной примеси присутствуют пиролюзит, гетит и литиофорит. Эти руды обладают серовато-черной окраской и тонкослоистой текстурой, а иногда имеют колломорфно-натечную форму. Обычно они плотные, крепкие с раковистым сколом. По результатам химического анализа среди них выделяются кремнистые руды, в которых содержание MnO<sub>2</sub> варьирует от 40 до 54%, и слабокремнистые, где концентрация оксидов марганца возростала до 81%, а в редких случаях 86%.

Гетит-пиролюзитовые руды сложены рыхлыми сажистыми буровато-черными глинистыми массами, цементирующими мелкие обломки и желваки пиролюзит-кремнистого состава. Эти руды отличаются текстурными особенностями и повышенным содержанием гидроксидов железа. Они встречаются только в зонах разломов или в карстовых полостях.

Тодорокитовые руды буровато-черного цвета мягкие, как правило, наблюдаются в виде небольших гнезд (1–2 см). Агрегаты тодорокита имеют сложное колломорфное строение и состоят из многочисленных зон, образованных поперечно-волокнистыми массами. На отдельных участках они замещаются криптомеланом.

**Минеральный состав оксидных марганцевых руд.** Минеральные ассоциации, возникшие в коре выветривания и оксидных рудах, обусловлены исключительно процессами гипергенеза. Основными рудообразующими минералами на Аккермановском месторождении являются: пиролюзит, криптомелан, менее распространены гетит, тодорокит, и значительно реже встречаются манганит, вернадит, рансьеит, нсутит, литиофорит. Среди разнообразных нерудных минералов в оксидных рудах и зоне окисления наиболее часто присутствуют кварц, халцедон, опал, в меньшей степени хлорит, палыгорскит, барит и гипс. Пиролюзит на Аккермановском месторождении представлен как твердыми кристаллическими так и рыхлыми сажистыми образованиями. Среди них преобладают кристаллические массы, при этом, размер зерен колеблется в пределах от тонких (<0,01 мм) до крупных идиоморфных кристаллов (фиг. 3). Тонкозернистые агрегаты обычно находятся в гнездах или ноздреватых выщелоченных ячейках и пустотах, где пиролюзит всегда замещает фаунистические скелетные остатки, тогда как крупные разности повсеместно образуют в мелкозернистой массе друзовые скопления с отдельными кристаллами, достигающими иногда 5–6 мм.

Исключительный интерес вызывают агрегаты блестящего серого пиролюзита, наблюдаемые чаще всего вдоль стенок трещин и нередко в виде крупных стяжений в тонкозернистой массе в центральных частях линзовидных рудных тел, залегающих непосредственно на границе с дизъюнктивными нарушениями. Размеры таких конкреционных стяжений составляют 0,2–0,3 м. Форма и строение подобных образований свидетельствует об их происхождении за счет дегидратации и раскристаллизации колломорфных выделений марганцевых соединений. В верхней части зоны окисления пиролюзит активно замещает более ранние генерации марганцевых минералов — тодорокит, криптомелан, а также образует псевдоморфозы по гетиту, практически вытесняя эти минералы марганца. Вместе с тем, весьма интенсивные процессы окисления карбонатных марганцевых руд, проникавшие по дизъюнктивным нарушениям на значительную глубину, обусловили присутствие пиролюзита даже в самых нижних горизонтах коры выветривания. Морфология кристаллов пиролюзита довольно разнообразная — при замещении псиломелана — клиновидная, а тодорокита и гетита — пластинчатая. В коре выветривания также широко распространен и порошок (сажистый) пиролюзит, но в отличие от кристаллического он слагает отдельные прослои и небольшие гнезда только среди глинистых пород.

Криptomелан на Аккермановском месторождении менее распространен, чем пиролюзит. Он обычно присутствует в пиролюзит-кварцевых рудах, где весьма интенсивно замещается пиролюзитом и является переходным звеном от тодорокита к последнему. По мере нарастания процесса окисления, особенно в верхних зонах коры выветривания, пиролюзит полностью вытесняет криптомелан. В коре выветривания криптомелан находится в прослоях и пластах руд (0,3–1,8 м) с реликтовой структурой тонкослоистых спонголитовых известняков в виде плотной скрытокристаллической изотропной массы, цементирующей спиккулы губок, состоящих из халцедона, а также в брекчиевидных кремнистых породах, где его плотные скрытокристаллические колломорфные агрегаты слагают цемент и прожилки. Благодаря частичной кристаллизации его колломорфные агрегаты обладают отчетливой анизотропией и сложным концентрически-зональным их строением (фиг. 4).



В пределах месторождения группа криптомелана представлена несколькими минералами: романешитом, собственно криптомеланом, рансьеитом и литиофоритом. Криptomелан в отличие от романешита, развит преимущественно в каолиновой зоне, где он слагает прожилки, «залечивающие» трещинки в междурудных прослоях и крепких трещиноватых рудах, а также цементирует обломки вмещающих пород. Макроскопически криптомелан выделяется по темно-серой окраске со слабым буроватым оттенком и большой твердости. Тонкие прожилки, состоящие из криптомелана, часто

Фиг. 4.

пересекают агрегаты пиролюзита, романешита и других минералов. Все эти признаки указывают на более позднее его образование.

Романешит (бариевый криптомелан) пользуется наиболее широким развитием и чаще всего встречается в виде плотных, нередко колломорфных образований буровато-черного, реже стально-серого цвета. В единичных случаях отмечаются его рыхлые мягкие разности. Как правило, романешит слагает многочисленные мелкие реликтовые участки в составе пиролюзитовых агрегатов, а также небольшие линзы и скопления в плотных афанитовых рудах, в которых он является первичным образованием. Содержание ВаО в этой разности криптомелана составляет 8,18%.

Вернадит имеет довольно ограниченное распространение только в нижней части коры выветривания, где он замещает криптомелан. По внешнему облику и физическим свойствам выделяются две разновидности этого минерала. Первая — образует значительные скопления в виде агрегатных масс и характеризуется плотностью, смолистым блеском и часто раковистым изломом. Эта разновидность вернадита тесно связана с криптомеланом и развивается по его периферии. При дегидратации вернадита по нему, в свою очередь, развивается пиролюзит, что позволяет рассматривать этот минерал как промежуточный, который возникает в процессе преобразования криптомелана в пиролюзит. Вторая разновидность вернадита отличается шоколадно-коричневым цветом и полуметаллическим блеском. Она слагает незначительные скопления и наблюдается в виде тонких бархатистых налетов на стенках трещин.

Тодорокит является самым ранним марганцевым минералом, сформировавшимся в коре выветривания. Он наиболее распространен в зоне выщелачивания, а также фиксируется вдоль трещин в известняках, по которым циркулировали инфильтрационные растворы. В верхних горизонтах коры тодорокит почти полностью замещен криптомеланом и пиролюзитом. Реликты его в таких рудах наблюдаются в виде мелких гнезд и тонких пленок по трещинам в зоне окисления. Тодорокит представляет собой очень хрупкий мягкий минерал золотисто-бурого цвета, образует радиально-лучистые агрегаты. В ассоциации с ним в рудах отмечаются гетит, криптомелан, пиролюзит и халцедон (фиг. 5).

Манганит зафиксирован в единичных образцах на различных участках Аккермановского месторождения в виде тонких корочек (до 2–3 см), а также в прожилках (до 0,15 м), приуроченных к трещинам, пересекающим марганцовистые известняки ниже зоны гипергенеза. В продуктах коры выветривания манганит отсутствует. Образование этого минерала, вероятнее всего, связано с воздействием инфильтрационных растворов, обогащенных оксидами марганца, проникавших на большую глубину в зону дробления, где в результате недостатка кислорода манганит накапливался на субстрате подстилающих визейских известняков. Манганит в этой зоне представлен тремя генерациями. Наиболее ранняя из них, слагающая основную часть зоны, состоит из ал-



лотриоморфно-зернистых агрегатов, где размер изометричных зерен колеблется от мельчайших, едва различимых при больших увеличениях, до 0,05 мм. Крупнокристаллический манганит второй генерации обычно выполняет секущие прожилки, реже небольшие гнезда (до 0,5 мм). Морфология крупных кристаллов манганита разнообразна — от игольчатой и копьевидной, до призматической, изометричной. Манганит здесь серовато-белый со слабым коричневым оттенком. Третья генерация манганита зафиксирована на глубине 300 м в виде кальцит-манганитового прожилка (0,5–0,7 см) в буровато-серых органогенных известняках. Здесь он буровато-черный, тонкослоистый с унаследованной от кристаллов кальцита морфологией. В связи с этим в трещиноватых кристаллах манганита (2–3 мм) наблюдаются многочисленные включения кальцита.

Фиг. 5.

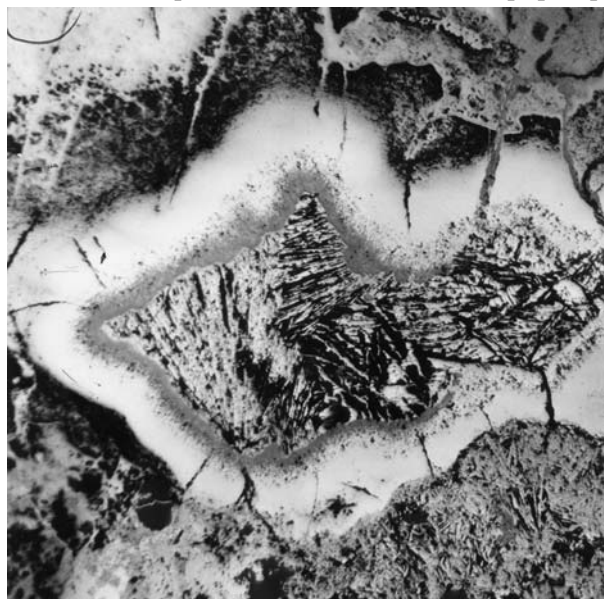


Гетит относится к наиболее распространенным минералам зоны окисления, где охристо-желтые, буроватые, мягкие и порошокватые массы его находятся в ассоциации с каолинитом в верхней зоне коры выветривания. Гидроксиды железа повсеместно сопровождают оксидные марганцевые руды. В отдельных прослоях их содержание достигает 10–15%, а максимальная концентрация (до 57%) фиксируется исключительно в единичных гнездах (0,3 м) в самых верхних частях коры, где они интенсивно пропитывают рыхлые глинисто-кремнистые породы. Нередко колломорфные агрегаты темно-бурого и черного гетита образуют цемент в брекчиевидных кремнистых рудах. Судя по взаимоотношениям гетита с марганцевыми минералами, он относится к более ранним образованиям.

Литиофорит был впервые обнаружен на Аккермановском месторождении в 1990 г. Здесь он развит в оксидных марганцевых рудах в виде тончайших прожилков (0,001–0,1 мм) и находится в тесной ассоциации с пиролюзитом. Нередко в аншлифах наблюдается развитие литиофорита по контуру пиролюзитового включения в псиломелане (фиг. 6). Под биноклем он выделяется смоляно-черной окраской, колломорфным строением и сильной хрупкостью, что очень затрудняет отбор этого минерала в чистом виде.

Таким образом, по приведенному минеральному составу оксидных марганцевых руд ясно видно, что Аккермановское месторождение резко отличается от месторождений Никопольского рудного района. Это объясняется прежде всего нормальными (кислородными) условиями формирования первичных карбонатных марганцевых руд, а также тектоническими нарушениями, обеспечившими в течение длительного периода времени усиленную инфильтрацию атмосферных и подземных вод, обогащенных кислородом, что способствовало многократному окислению вторичных оксидных руд. В конечном итоге на Аккермановском месторождении преобладающим минералом оказался кристаллический пиролюзит, тогда как в Никопольском бассейне одним из основных минералов является манганит.

**Условия формирования марганценосных отложений и руд.** Рассматриваемый район в палеогеографическом плане представлял собой в поздневизейское время область шельфа, где на обширной территории существовал мелководный морской бассейн, в котором были широко развиты рифогенные известняки, насыщенные различными видами водорослей, кораллов и бентосных организмов. Обилие этих фаунистических остатков в известняках указывает на свободный доступ кислорода в придонные слои морского бассейна. В начале серпуховского века суша, располагавшаяся в пределах Центрально-Уральского поднятия, испытала значительный подъем, что привело к образованию области сноса, сложенной серпентизированными гипербазитами, находившейся к юго-западу от района месторождения, в пределах Хабаровинского массива. Береговая линия пролегла вдоль западной части Аккермановской синклинали. В раннесерпуховское время из области сноса в зону седиментации поступала большая масса кремнекислоты и известкового материала, а также значительное количество гидроксидов марганца, что обусловило накопление марганценосных осадков и формирование карбонатных руд [301]. Основная масса рудного вещества привносилась в бассейн седиментации из кор выветривания, находившихся в районе Хабаровинского массива, где располагались ультраосновные магматические породы с повышенным содержанием марганца — до 0,25% (табл. 4).



Во второй половине серпуховского века площадь Аккермановского рудного поля в значительной степени обмелела, вследствие чего здесь отлагались известковые илы, насыщенные бентосной фауной. В разрезе среднего горизонта получили широкое развитие фации органогенных марганценосных известняков, сложенных рифообразователями, что свидетельствует о продолжавшей существовать в морском бассейне кисло-

Фиг. 6.

Таблица 4.  
Химический состав ультраосновных пород Хабарнинского массива (по данным В.Т. Тищенко)

Породы	Число проб	Среднее содержание компонентов, %													Сумма
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп		
Монцититы	21	49,91	15,7	0,78	8,84	7,13	9,80	6,92	0,22	2,59	1,93	0,25	1,81	99,91	
Мигматиты	25	45,28	12,0	1,03	4,93	7,98	11,2	11,3	0,25	1,75	0,91	0,25	2,95	99,80	
Габбро-диориты	13	53,72	15,49	0,63	2,58	6,25	6,34	6,39	0,18	3,43	0,64	0,08	4,08	99,81	
Долерито-диабазы	3	49,49	14,4	1,19	6,00	5,71	6,67	7,41	0,18	3,62	0,42	0,18	4,34	99,60	
Габбро-долериты	7	48,19	15,15	1,23	2,09	8,63	10,3	7,29	0,18	3,02	0,74	0,08	2,89	100,14	
Базальты	6	52,50	14,0	0,47	5,47	2,44	5,25	9,22	0,20	2,96	0,81	0,08	6,56	99,96	
Базальты	2	44,51	16,3	1,29	6,21	5,58	9,95	6,90	0,23	1,93	0,26	0,13	6,32	99,61	
Базальты	4	50,95	14,5	1,45	6,63	6,09	4,33	6,08	0,19	4,60	0,45	0,24	4,39	99,90	

родной обстановке. В этот период здесь повсеместно формировались марганценовые криноидно-полидетритовые известняки, вмещающие линзовидные пласты карбонатных марганцевых руд. В конце серпуховского века эта часть акватории морского бассейна испытала погружение, что привело к интенсивному накоплению здесь карбонатных осадков, почти не содержащих соединений марганца.

Завершая краткое описание условий накопления марганценовых отложений серпуховского яруса, подчеркнем, что формирование пластов карбонатных марганцевых руд происходило периодически во время воздымания области сноса и размыва продуктов выветривания древних кристаллических пород, в составе которых выносились в морской бассейн гидроксиды марганца и железа совместно с кальцием, магнием, кремниевой кислотой и другими компонентами.

Более сложно протекал процесс формирования оксидных марганцевых руд на Аккермановском месторождении, который вызывает особый интерес в связи с тем, что только здесь наблюдается максимальная концентрация в рудах кристаллического пиролюзита. Их происхождение предопределили интенсивные тектонические движения, благодаря которым марганценовые карбонатные породы и руды были выведены на дневную поверхность. При значительном выветривании рудных образований главную роль играли процессы гидратации первичных силикатов и окисленных рудных компонентов, сопровождаемые выщелачиванием Са, Mg и Со и накоплением в пластах целиком окисленных до MnO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> марганца и железа, а также кремнезема, который подвергался частичному растворению и перераспределению в различных слоях рудных пластов. Вопрос о происхождении марганцевых руд Аккермановского месторождения обсуждался в предыдущие годы многими исследователями, которые придерживались разных точек зрения. Однако все они на ранней стадии изучения месторождения считали, что оксидные марганцевые руды здесь являются первично-осадочными [56, 287, 42]. По мнению Е.Г. Буровой, источником рудного вещества служили кислые вариссийские подводные излияния. Согласно представлениям Н.П. Хераскова, марганценовые отложения Аккермановского месторождения накопились первоначально в морских условиях, а затем в пострудный период подверглись мощным процессам доюрского выветривания, которые обусловили перераспределение марганца в породах и выделение его в виде обособленных гнезд, линзочек и прослоев. Для определения источника марганца автор проанализировал химический состав магматических пород, широко распространенных в области сноса, в пределах Хабарнинского массива. Было установлено, что содержание марганца в габбро-долеритах и долерито-диабазы здесь составляет в среднем 0,18%,

а в базальтах достигает 0,19–0,23%. Более высокие его концентрации (до 0,25%) фиксируются в монцонитах и мигматитах нижнего девона (см. табл. 4). Судя по результатам анализов, вполне можно допустить, что в процессе выветривания этих пород в раннекаменноугольное время марганец в бикарбонатной форме выносился в значительных количествах в прибрежную зону седиментации совместно с железом, кремнеземом, кальцием, магнием и другими компонентами. Подтверждением этому служат обломки пироксенов, амфиболов, хромитов и других минералов, типичных для ультраосновных пород Хабарнинского массива, которые были обнаружены в нерасстворимых остатках марганценосных известняков на Аккермановском месторождении. Что касается весьма редких пепловых частиц, наблюдаемых в шлифах под микроскопом в известняках, то они только косвенно отражают влияние эффузивной деятельности на образование этих осадков и, по-видимому, не имеют прямого отношения к накоплению в них соединений марганца. С целью более точного определения условий образования и происхождения карбонатного вещества в рудах Аккермановского месторождения в изотопной лаборатории ВИМСа Е.Д. Сынгаевским было проведено детальное изучение изотопного состава углерода и кислорода в первичных карбонатных марганцевых рудах, а также во вмещающих породах. Как известно, изотопный состав кислорода в морских карбонатах изменяется в зависимости от температуры их образования и обычно варьирует в интервале значений  $\delta^{13}\text{O}$  27–31‰ [180]. Высокотемпературные магматические и гидротермальные карбонаты характеризуются значениями  $\delta^{13}\text{O}$  от –12 – +10 до –3 – +2‰ (среднее –8 – +6‰) и более низкими величинами  $\delta^{13}\text{O}$  – от 6 до 25‰. Результаты исследований показали, что карбонатные руды и вмещающие породы на Аккермановском месторождении по изотопному составу почти не различаются, и тем самым указывают на единый процесс и одинаковые условия их образования. На фоне сравнительно небольшого диапазона вариаций изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  SMOW от 16 до 34‰), значение  $\delta^{13}\text{C}$  PDB в изученных рудах варьирует в довольно широком интервале – от 0,40 до 5,0‰. По мнению И.М. Варенцова с соавторами [70а], подобное распределение значений  $\delta^{13}\text{C}$  может указывать на преимущественно диагенетическое формирование марганцевых карбонатов. Для выяснения генезиса карбонатных марганцевых руд рассматриваемого месторождения также был использован элементный анализ платиновых металлов, который дает дополнительную генетическую информацию при выявлении источника рудного вещества. Обычно металлы платиновой группы являются индикатором, с помощью которого можно различать осадочную и вулканогенно-осадочную природу марганцевого оруденения. Высокий потенциал ионизации и окислительно-восстановительный потенциал металлов платиновой группы обуславливает инертность их к ряду природных химических реагентов (кислороду, кислотам и др.), что ограничивает миграционную способность платиноидов в экзогенном процессе. Вследствие этого в широко распространенных осадочных породах (песчано-глинистых, глинистых, карбонатных) среднее содержание платиноидов находится за пределами существующих аналитических методов определения. В отличие от осадочных пород, металлы платиновой группы существенно накапливаются в породах мантийного генезиса – базитах и ультрабазитах, с которыми связаны их основные промышленные концентрации, что указывает на глубинную, мантийную природу платиноидов. В случае осадочной природы изученных руд количественное содержание платиноидов должно быть ничтожно мало, в то время как при формировании вулканогенно-осадочного марганцевого оруденения (вследствие участия ювенильных растворов) в последнем должны накапливаться платиновые металлы. Исследование характера распределения элементов платиновой группы в основных типах руд Аккермановского месторождения, проведенное нами в лаборатории ВИМСа показало, что в карбонатных марганцевых рудах содержание платины составляет менее 0,01 г/т: палладия  $\leq 0,01$  т, родия  $< 0,0001$ , иридия  $< 0,003$ , рутения  $< 0,002$ , осмия  $\leq 0,005$  г/т. Аналогичные содержания элементов фиксируются в криптомелан-пиролозитовых и пероксидных марганцевых рудах. Также было показано, что по однородному характеру распределения металлов платиновой группы в карбонатных и оксидных рудах они относятся к единому фациальному типу. Низкий уровень их содержания в разных типах руд свидетельствует о том, что они образовались по первично карбонатным породам.

Таким образом, приведенные данные дают полное основание рассматривать карбонатные марганцевые руды Аккермановского месторождения как сугубо осадочные, формирование которых происходило исключительно в кислородной обстановке нижнекаменноугольного морского бассейна. Источником марганца, вероятнее всего, служили коры выветривания древних магма-

тических пород, размещавшиеся в раннекаменноугольное время в пределах Хабарнинского массива.

**Результаты изучения в СЭМ.** Прежде всего, рассмотрим первичное оруденение — карбонатные руды. К этому типу относится обр. 264, общий вид которого представлен на фиг. 7, а его ЭДС на фиг. 8. Отчетливо видно, что имеем дело с почти ракушняком, содержащим крайне небольшое количество терригенного обломочного материала, рассеянного совместно с органическими остатками в пелитоморфной массе. Общий анализ указывает на умеренную марганцевую минерализацию, присутствие большого количества кремнезема, отчасти алюмосиликатов и кальция. При этом, несомненно, содержание марганца возрастает в фаунистических остатках, которые даже при существенно кремнистом первичном составе весьма интенсивно замещены марганцем (фиг. 9–12). Разные формы органических остатков, замещенных марганцем, показаны на фиг. 13–15.

Следующий, аналогичного характера обр. 465 представлен на фиг. 16, а его ЭДС — на фиг. 17. Он существенно кремнистый, с крайне низким общим содержанием марганца. Общее строение аналогичное — в тонкозернистой массе сохранившиеся органические остатки. Все это без травления. После травления один из фрагментов таких раковин представлен на фиг. 18–19. Его ЭДС уже показывает большое содержания марганца и кальция, при крайне низком кремнеземе. Минералогически здесь скорее развит марганцовистый кальцит. Еще один фрагмент органического остатка (губки) представлен на фиг. 15, тоже после травления.

Несколько иного сложения слабо минерализованная, скорее карбонатная, существенно брекчиевая разновидность обр. 376 (фиг. 22–24). Возможно, в обломках есть также фрагменты органических остатков (фиг. 25), но весьма слабо минерализованные марганцем (фиг. 26). Некоторые обломки явно сложены микробиальными остатками (фиг. 27 и 28), и тоже минерализованы марганцем.

Следующий обр. 933 был протравлен. После травления проявились выступающие и депрессионные участки (фиг. 29). Его ЭДС (фиг. 30) показывает высокие содержания марганца, также кальция и меньшие — кремнезема. Фиг. 31 — фрагмент фиг. 29 при большом увеличении, на фотографии буквой А отмечен депрессионный участок, а В — возвышенный в которых были сделаны ЭДС. При этом депрессионные участки (фиг. 32) содержат относительно больше кальция и кремнезема, но меньше марганца, а возвышенные (фиг. 33) — наоборот, более марганцовистые. Последние, скорее всего, сложены микробиотой. На отдельных участках появляются окристаллизованные участки (фиг. 34), кристаллы в левом нижнем углу снимка. Анализ показывает (фиг. 35) наиболее высокие концентрации марганца в таких участках.

Образец 663, протравленный (фиг. 36), существенно кальцитовый с заметным присутствием кремнезема (фиг. 37) представляет сочетание системы возвышающихся светлых нитевидных (фиг. 38) образований, возможно, строматолитоподобного типа, состоящих из марганца и кальция, иногда с кремнеземом, с черной массой в депрессиях между ними, пелитоморфной, существенно кальцитовой. Иногда встречаются возвышающиеся фрагменты, неправильной или округлой формы (фиг. 39 и 40), окруженные светлыми нитевидными (петлеобразными) возвышениями. Они кремнистые и марганцовистые.

Следующие образцы — 509 и 506 уже характеризуют руды, испытавшие заметное окисление. Обр. 509 (фиг. 41) при малом увеличении существенно массивный, преимущественно пелитоморфный, но с четко видимыми черными участками развития кристаллических форм. ЭДС (фиг. 42) указывает на высокие содержания марганца, низкие кремнезема. Участки кристаллизации при большом увеличении представлены на фиг. 43 и 44. Пелитоморфная масса при больших увеличениях иногда дает превосходные снимки (фиг. 45), указывающие на ее микробиальный характер. Обр. 506 представлен заметно более раскристаллизованной рудой (фиг. 46). Это весьма богатая марганцем руда с низким Са и Si (фиг. 47). При большом увеличении видно, что руда состоит из тонких, иногда сфероидальных кристаллов (фиг. 48).

**Выводы по результатам изучения в СЭМ.** Несмотря на сравнительно ограниченный объем изучения образцов марганцевых руд Аккермановского месторождения в СЭМ, полученные результаты позволяют вполне обоснованно утверждать, что при определенном разнообразии, первичная марганцевая минерализация связана с минерализацией, прежде всего, первично карбо-

натных пород, состоящих из остатков макрофауны и пелитоморфного матрикса. При этом раковины обладают хорошей сохранностью, не несут признаков транспортировки или окатывания. Это говорит о почти инситуном характере накопления в достаточно удаленной от береговой полосы зоне, т.е. можно говорить о глубинах не менее чем в десятки метров. Соответственно нельзя предполагать присутствие сероводородных обстановок. Марганцевая минерализация захватывает преимущественно только эти органические остатки, и это репликация по биологической матрице, потому что сохраняются тончайшие детали строения раковин организмов. Можно утверждать, что чем больше в таких образованиях будет остатков раковин — тем более богатыми марганцем они будут. Важно, что при минерализации раковины не уничтожаются, а сохраняется их сложение, а это означает инкорпорацию именно марганца в их тонкое строение и замещение — в разной степени кальция на марганец, с сохранением карбонатного характера осадков. Такое замещение может происходить только после отмирания организмов, но до их разложения, а степень замещения может варьировать.

**Закключение.** В результате проведенных исследований установлено, что на Аккермановском месторождении развиты первичные карбонатные марганцевые руды, по которым образовались вторичные оксидные руды остаточно-фильтрационного типа. Наиболее важной особенностью отложений марганценосной толщи серпуховского яруса является отсутствие в них каких-либо признаков сероводородного заражения, что представляет особый интерес в связи с разработкой новой гипотезы о происхождении марганцевых месторождений в сероводородных бассейнах.

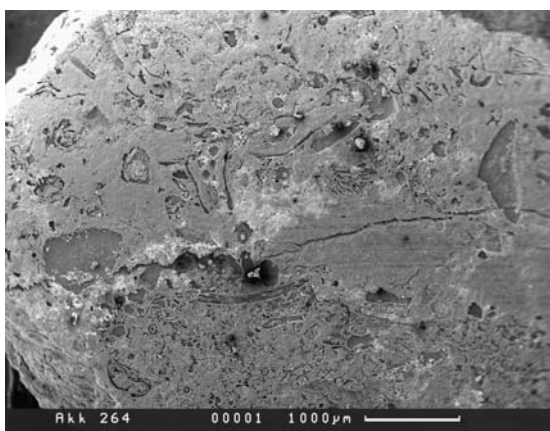
Первичные карбонатные марганцевые руды Аккермановского месторождения формировались в хорошо аэрируемом морском бассейне, без какого-либо участия сероводорода. Отсюда следует вывод, что сероводородное заражение не всегда сопровождает процессы осаждения и накопления соединений марганца в карбонатных осадках морских водоемов.

Не менее важной чертой карбонатных марганцевых руд является их значительное окремнение (средн.  $\text{SiO}_2$  18%) и крайне низкое содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  (средн. 0,22%). Это объясняется степенью концентрации этих элементов в ультраосновных магматических породах, подвергавшихся выветриванию в раннекаменноугольное время.

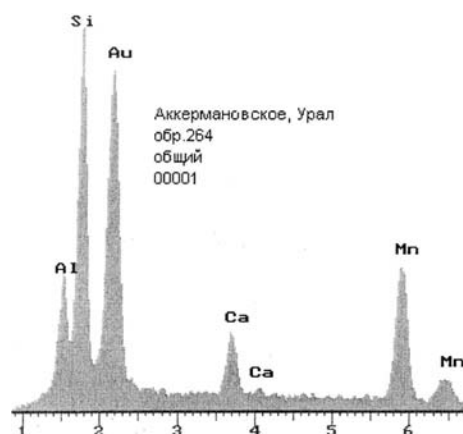
Карбонатные марганцевые руды относятся к осадочному типу, а источником марганца для их образования служили коры выветривания древних магматических пород нижнего девона, размещавшиеся в раннекаменноугольное время в пределах Хабарнинского массива.

Аккермановское месторождение марганца может иметь большое значение для решения проблемы генезиса месторождений Никопольского рудного района, поскольку его первичные карбонатные руды образовались в совершенно иной геохимической обстановке, как и вторичные оксидные марганцевые руды, в минеральном составе которых преобладает кристаллический пиролюзит, тогда как на Никопольском и других месторождениях — манганит.

В столь резком различии физико-химических условий образования марганцевых руд нижнекаменноугольных и нижнеолигоценых месторождений, по мнению автора (А.А. Шаркова), заключается главная причина, выяснение которой, возможно, позволит установить первичные источники марганца для месторождений Украины.

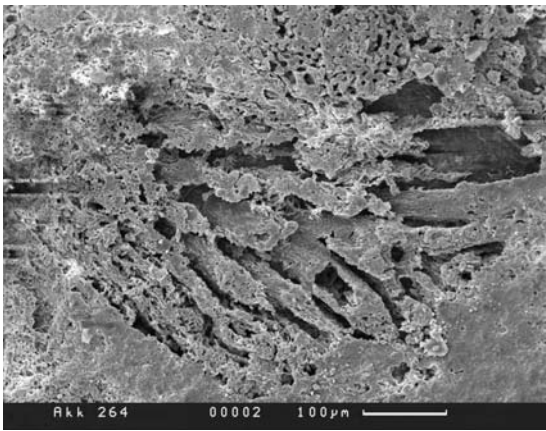


Фиг. 7.

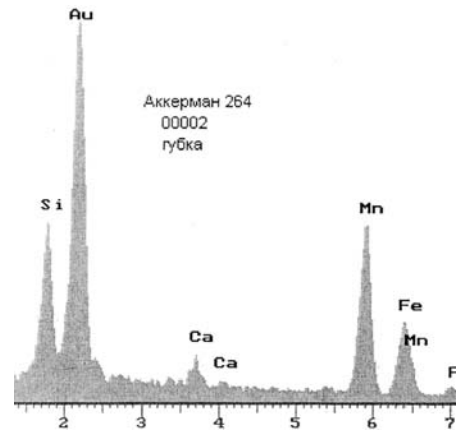


Фиг. 8.

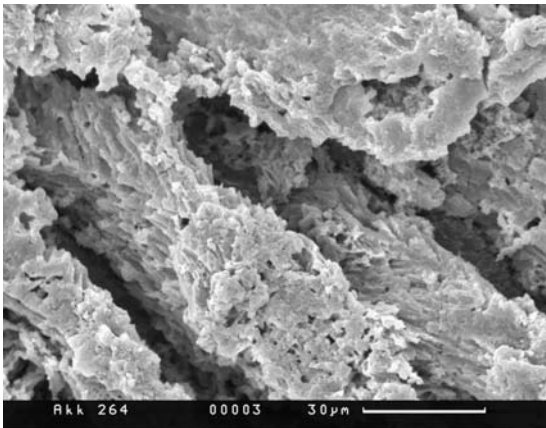




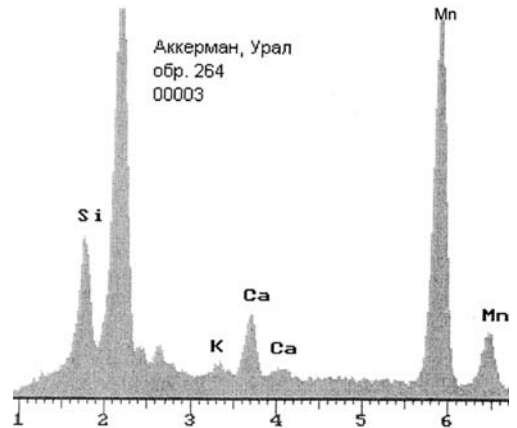
Фиг. 9.



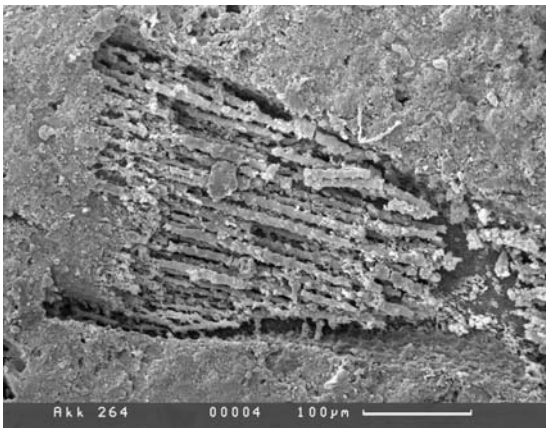
Фиг. 10.



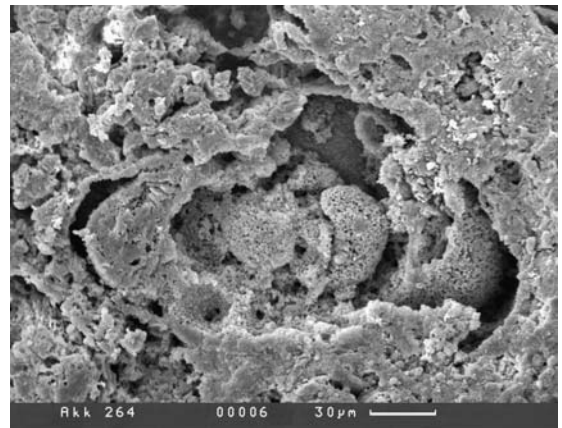
Фиг. 11.



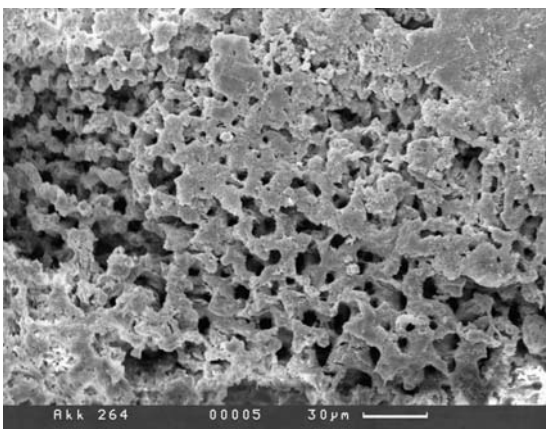
Фиг. 12.



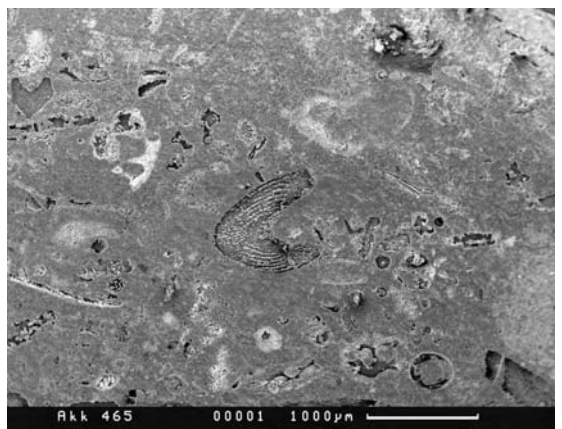
Фиг. 13.



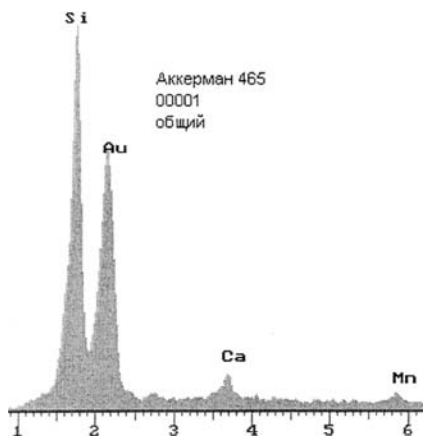
Фиг. 14.



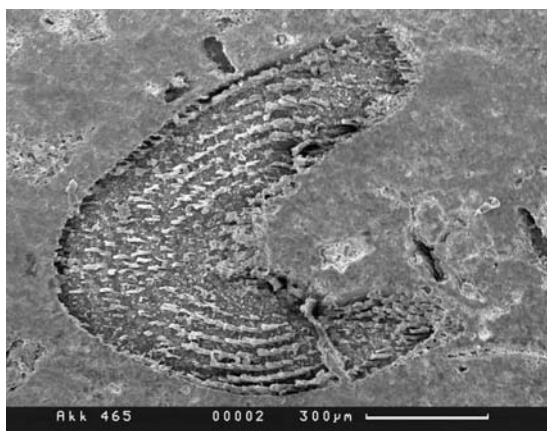
Фиг. 15.



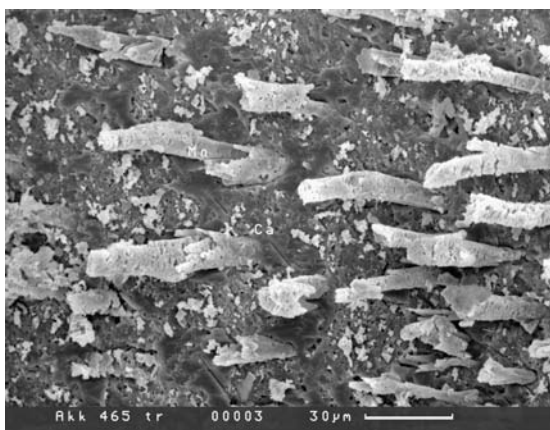
Фиг. 16.



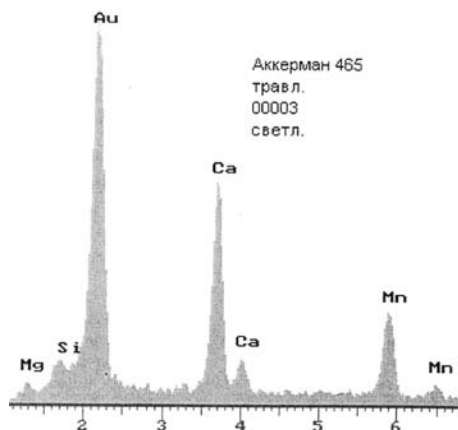
Фиг. 17.



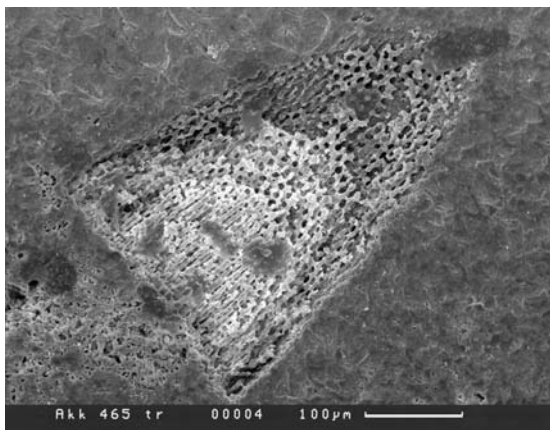
Фиг. 18.



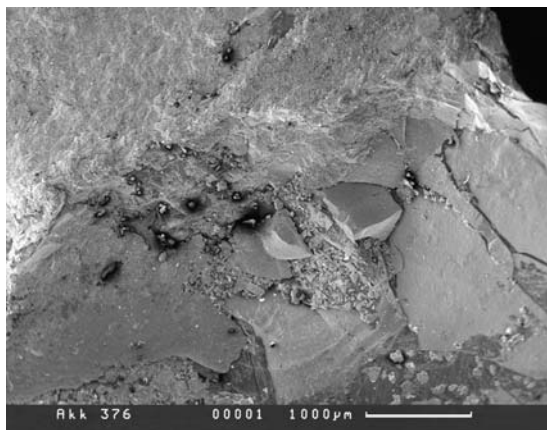
Фиг. 19.



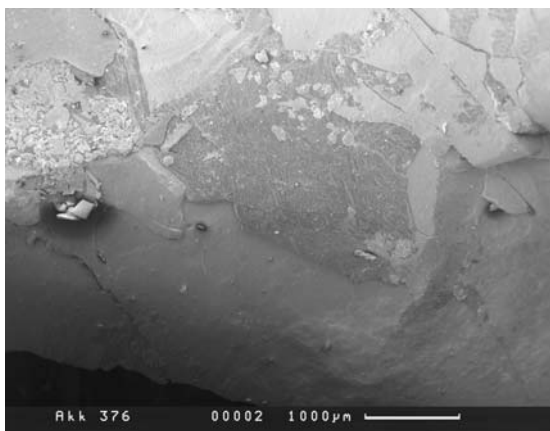
Фиг. 20.



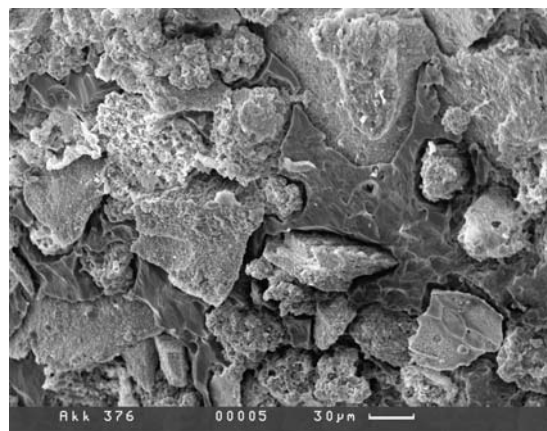
Фиг. 21.



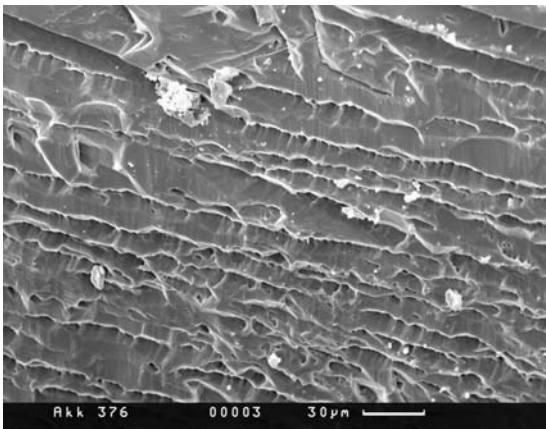
Фиг. 22.



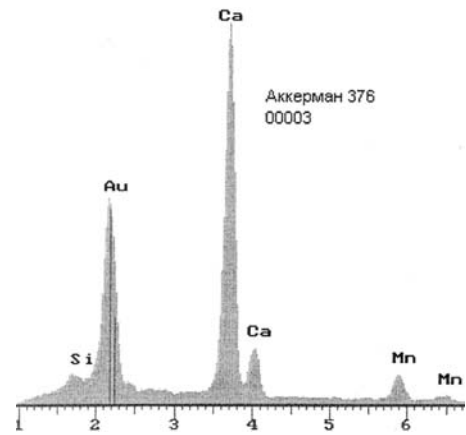
Фиг. 23.



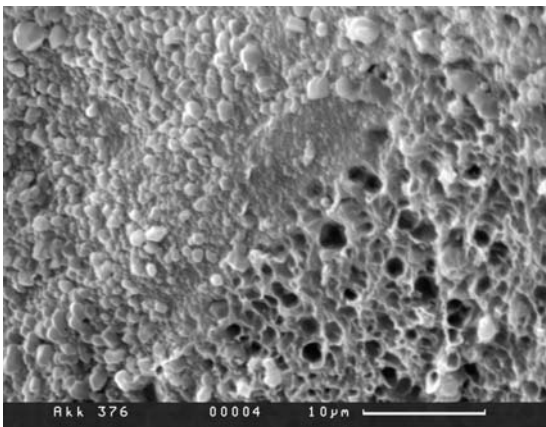
Фиг. 24.



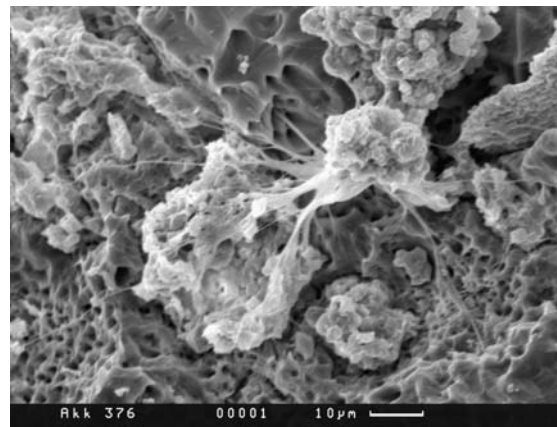
Фиг. 25.



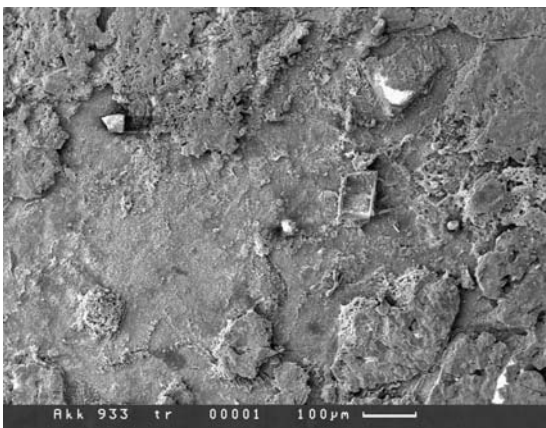
Фиг. 26.



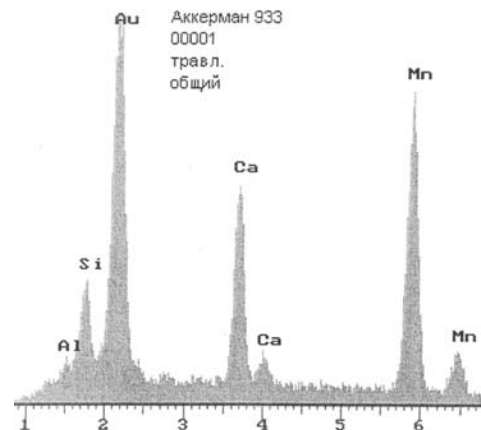
Фиг. 27.



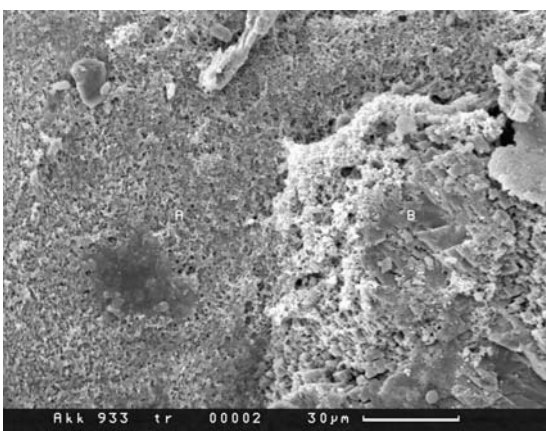
Фиг. 28.



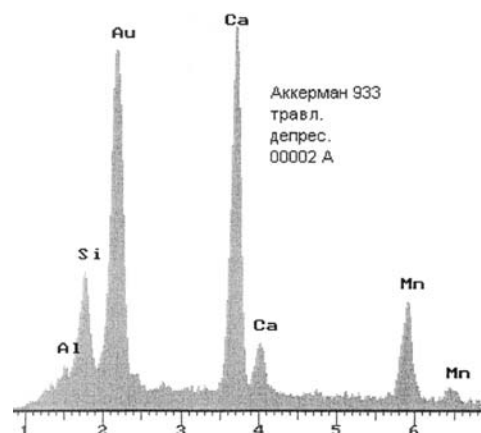
Фиг. 29.



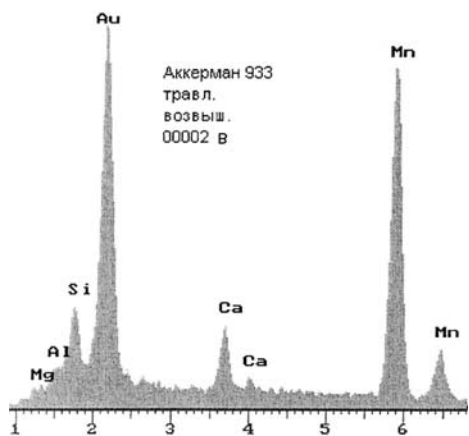
Фиг. 30.



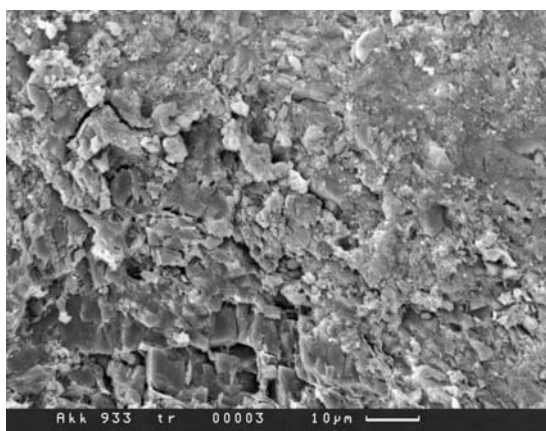
Фиг. 31.



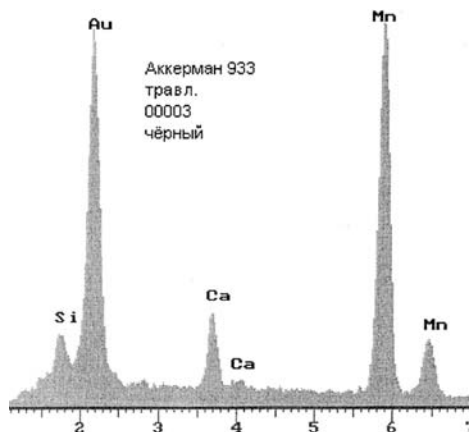
Фиг. 32.



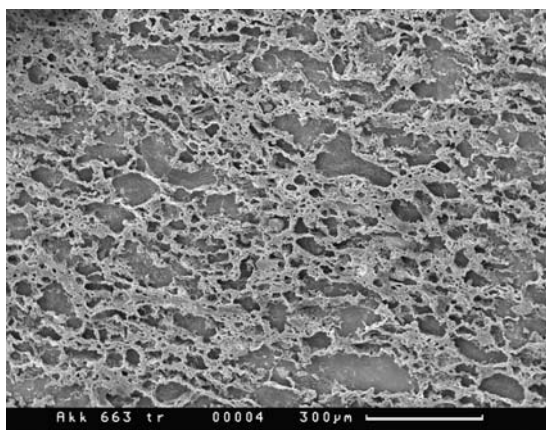
Фиг. 33.



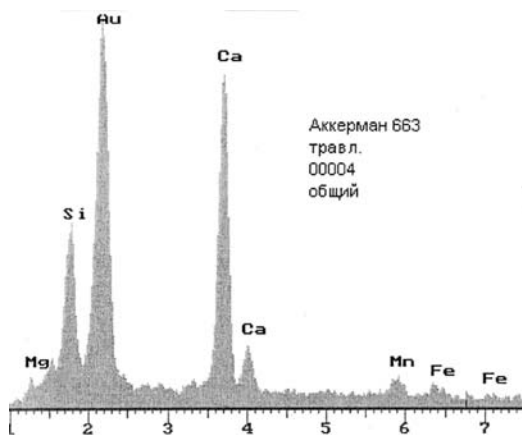
Фиг. 34.



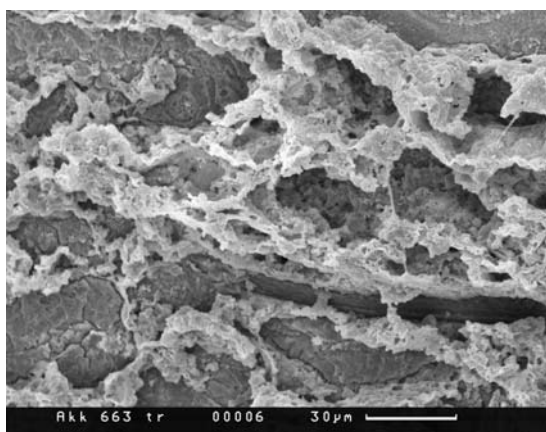
Фиг. 35.



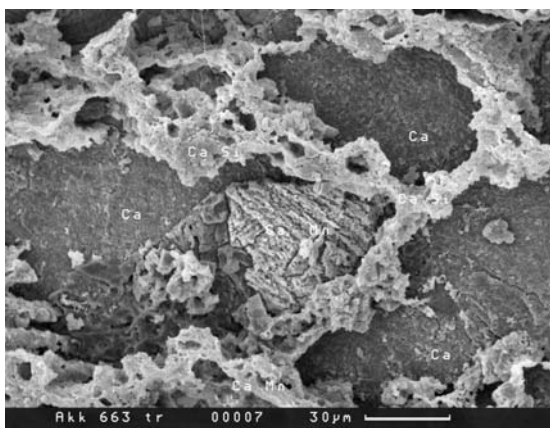
Фиг. 36.



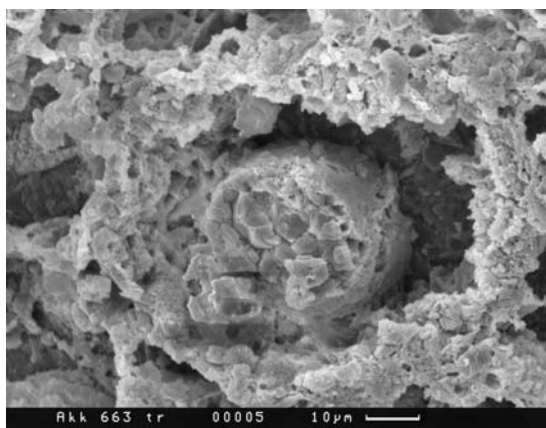
Фиг. 37.



Фиг. 38.

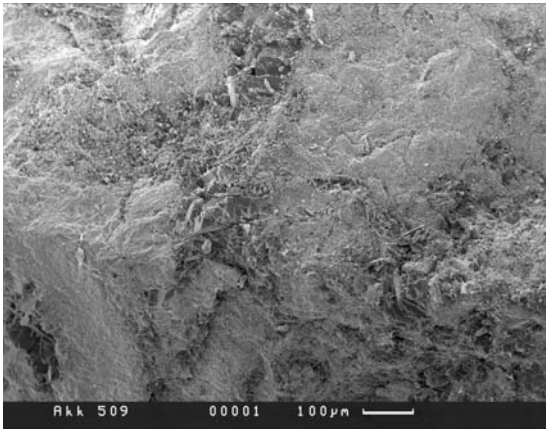


Фиг. 39.

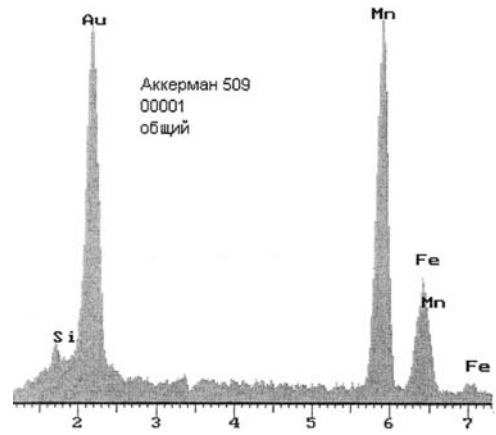


Фиг. 40.

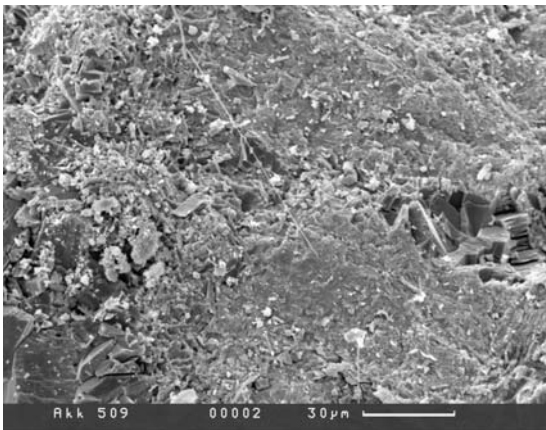




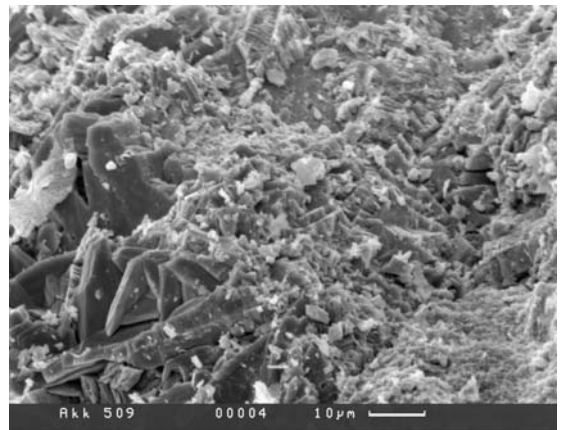
Фиг. 41.



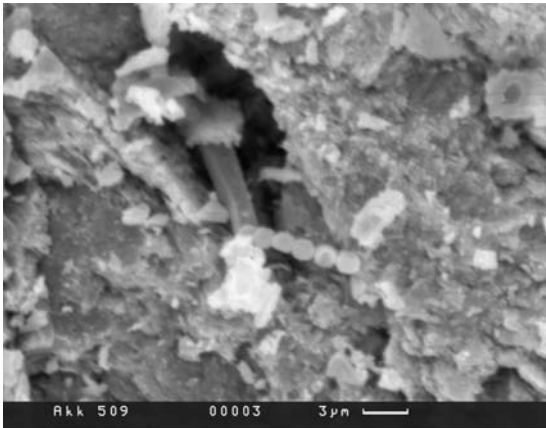
Фиг. 42.



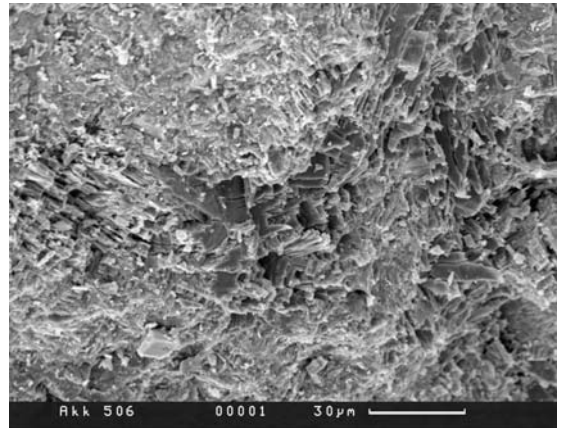
Фиг. 43.



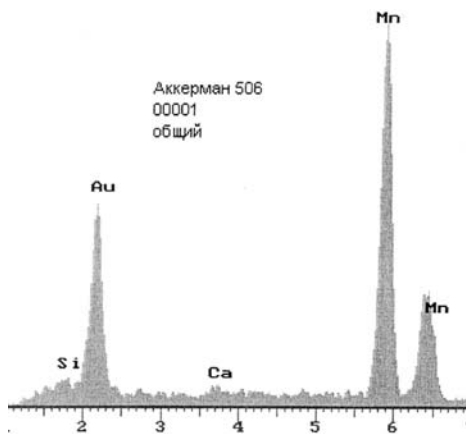
Фиг. 44.



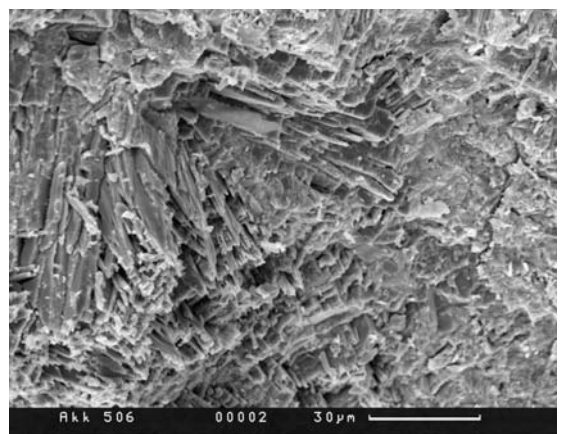
Фиг. 45.



Фиг. 46.



Фиг. 47.



Фиг. 48.

### 6.3. Парнокское железомарганцевое месторождение, Россия

*Б.А. Богатырев, Н.А. Зыкин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Парнокское месторождение находится на Западном склоне Приполярного Урала, в 70 км к юго-востоку от г. Инта, в среднем течении р. Парнока — Ю. Рудоносные отложения распространены на восточном и северном склонах хр. Тисва-Из. Месторождение открыто в 1987 г. при геологическом доизучении этой площади в м-бе 1:50 000 [306]. Месторождение разведано предварительно, но уже несколько лет разрабатывается. Прогнозные ресурсы до глубины 100 м оцениваются почти в 30 млн.т. Среди них преобладают карбонатные руды. Окисленные руды располагаются в верхней, приповерхностной зоне [231].

Геологическое строение и оруденение. Месторождение локализовано в пределах эпиконтинентального (миогеосинклиналиного) пояса Полярного Урала [277, 73, 74, 75]. Его южное окончание относится к Лемвинской [305] структурно-фациальной зоне (рис. 1). Относительно геологического строения рудоносной площади существуют различные точки зрения. Местные геологи [306] считают, что район характеризуется чешуйчато-надвиговым строением, а другие исследователи [74, 75, 125, 236] указывают на автохтонный характер их залегания. Для наших исследований более важно реальное понимание строения и состава разрезов месторождения, прежде всего, рудных и вмещающих пород.

По последним данным, полученным с использованием палеомагнитных наблюдений [193, 149] вместо тонких тектонических пластин в районе месторождения отрисовывается сжатая изоклиналиная складка северо-восточного простирания с опрокинутым юго-восточным крылом. Согласно последним публикациям [231], все марганцеворудные и железорудные пласты связаны

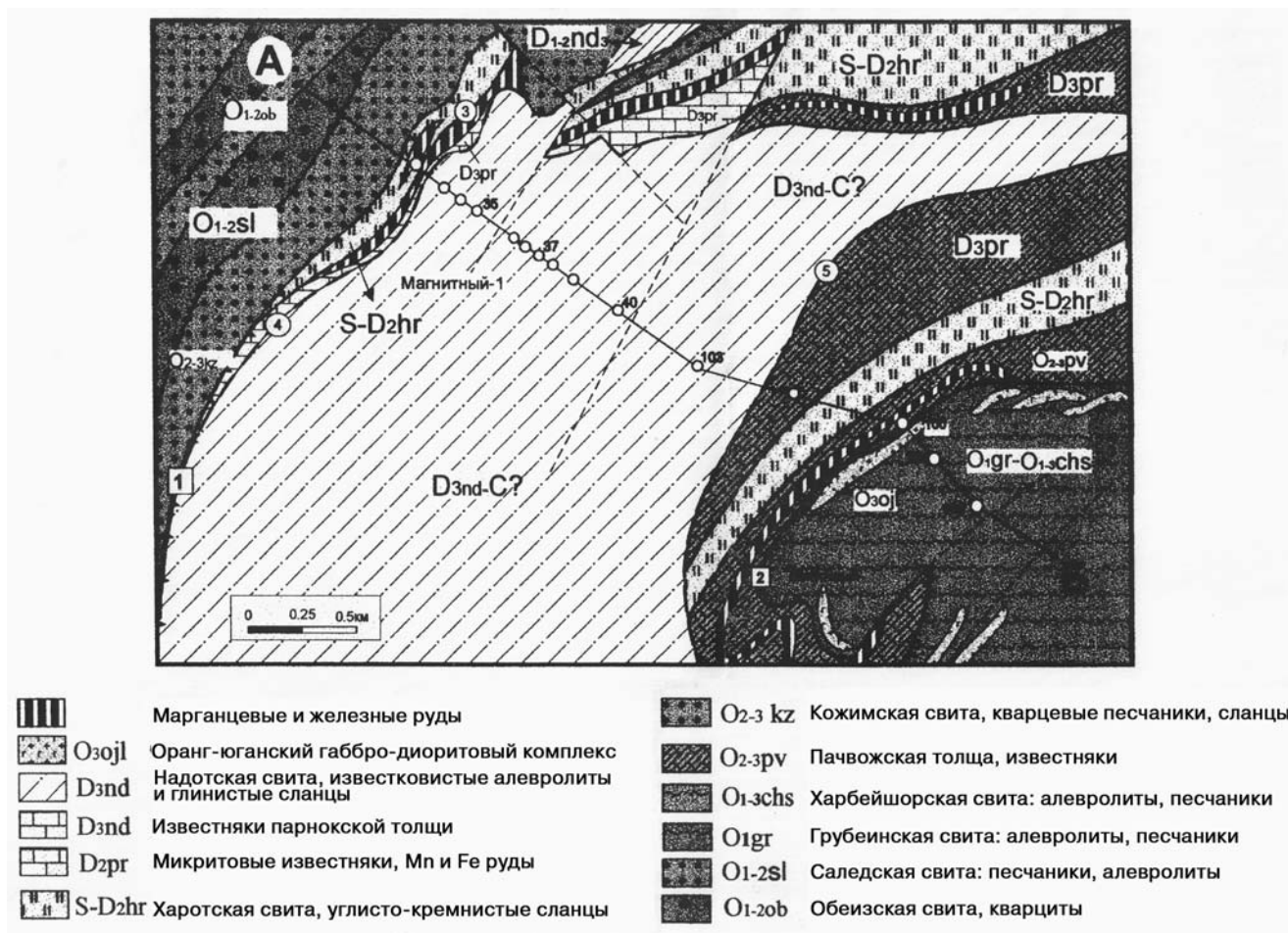


Рис. 1.

Схематическая геолого-структурная карта Парнокского железо-марганцевого месторождения



с качамыльской свитой, а общая структура месторождения — это бескорневая надвиговая структура.

Девонский возраст пород месторождения подтверждается и новыми сборами фаунистических остатков, и указанными палеомагнитными исследования марганцевых руд. Месторождение представлено несколькими пластовыми и линзовидными залежами карбонатных марганцевых и железных (магнетитовых) руд среди алевролитов, углистых сланцев и известняков, протяженностью до нескольких сотен метров, при общей протяженности рудоносной полосы до нескольких километров. Все они приурочены к парнокской толще. На северном фланге месторождения, где сосредоточена основная часть промышленных запасов марганцевых руд, пласты вытянуты в северо-восточном направлении при крутом (до  $60^\circ$ ) падении к юго-востоку. Мощность отдельных рудных тел и линз колеблется от 20–30 см до 5,8 м. Выделено несколько участков с различающимися характеристиками руд, что связывается как с первичными различиями, так и с наложенными изменениями.

Вмещающие породы представлены преобладающими сланцами и микритовыми известняками, лишенными терригенной примеси. Выше залегают детритовые известняки, часто углистые, и известковистые песчаники.

Первичные карбонатные марганцевые руды бывают как массивными, так и редко тонко- и микрослоистыми, реже линзовидно-слоистыми, с колломорфными и конкреционными микроструктурами. Местами в рудах найдены органические остатки — тентакулиты, кораллы, конодонты. Изотопный состав углерода и кислорода первичных карбонатных руд значительно отличается от обычных морских карбонатов и характеризуется значениями  $\delta C^{13} = -13\text{‰(PDB)}$ ,  $\delta C^{18}_{\text{ср}} = +20\text{‰(SMOW)}$ , что позволяет предполагать формирование таких руд за счет углекислоты органического происхождения [149]. Следует отметить, что по этим параметрам они сходны с рудами Никопольского и Чиатурского месторождений. Некоторая часть руд испытала метаморфические преобразования, с развитием в них силикатных минералов. Участками до глубины 80 м развиты окисные (окисленные) руды. В табл. 1 приведены средние химические составы трех главных типов руд [299].

Таблица 1

Тип руд	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>общ</sub>
ОК	11,43	0,19	2,70	1,93	-	54,04	1,75	6,75	0,14	0/01	0,05	0,06
К	10,14	0,12	0,08	4,47	-	40,54	1,55	10,86	0,07	0,04	0,27	0,16
СК	17,68	0,09	1,32	0,94	-	42,13	1,61	10,67	0,09	0,14	0,34	0,11

Примечание: ОК-окисные руды; К — карбонатные руды; СК — силикатно-карбонатные руды.

Представления об условиях образования. Первые исследователи месторождения [306] предполагали вулканогенно-осадочный генезис руд, правда, без особых доказательств. В дальнейшем эта точка зрения не получила поддержки, чему способствовали, в том числе и результаты наших работ о широком участии в сложении руд микробиологических остатков, использованные исследователями месторождения [149]. Сейчас, у большинства исследователей нет сомнений в осадочном происхождении руд месторождения, тем не менее, не все аспекты процесса получили необходимое рассмотрение. Важным подтверждением осадочного генезиса является установленный факт присутствия переотложенных обломков карбонатных руд во вмещающих породах [149]. Таким образом, наиболее важным становится выяснения деталей процесса формирования руд, которые можно использовать для решения генетических вопросов, в том числе и применительно к другим месторождениям.

**Результаты исследования в СЭМ.** Исследовано несколько десятков образцов руд месторождения, большая часть которых использована Н.А. Зыкиным при подготовке диссертационной работы [149]. Соответственно мы здесь приводим только результаты изучения нескольких образцов, чтобы дать представление об их сложении, причем как не подвергавшихся травлению, так и травленных в слабых кислотах.

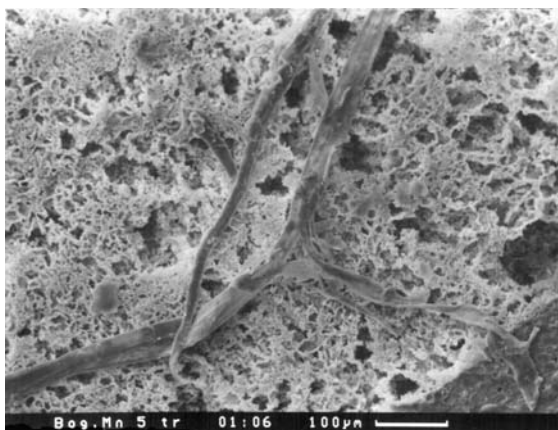
Обр. 5 (фиг. 1) подвергался травлению, поэтому выглядит сильнокопористым. Характерно, что присутствуют чехлы цианобактерий. ЭДС (фиг. 2) указывает на высокую минерализацию

марганцем, заметное присутствие кальция. На фиг. 3–5 при больших увеличениях видно сложение руды из сплетений нитей. В руде есть и остатки неопределимых эвкариотных форм — фиг. 6. Отдельные участки сложены хорошо сохранившимися массовыми скоплениями кокковидных форм (фиг. 7). ЭДС одного из участков этого образца представлен фиг. 8, он отличается только повышенным содержанием кремнезема.

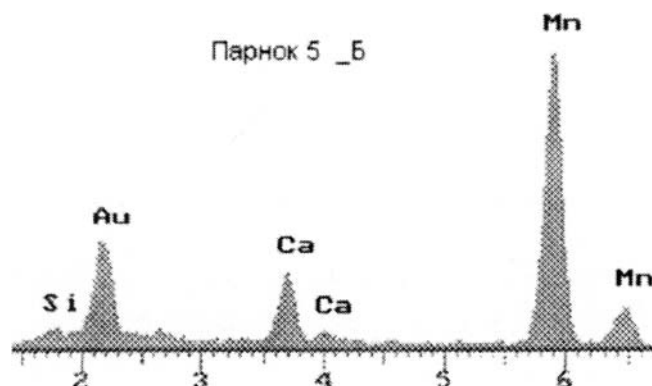
Этот же обр. 5 без травления при малом увеличении представлен на фиг. 9 и 10. Он очень пористый, за счет срастания, часто кольцеобразного, нитей (фиг. 11 и 12). Местами устанавливается и иное сложение руды — из палочковидных форм, располагающихся большей частью субпараллельно (фиг. 13 и 15). ЭДС таких форм (фиг. 14), однако, вполне обычен для руд месторождения — при высоком марганце, присутствуют заметные количества кальция и кремнезема.

Остановимся на отдельных примерах по изученным образцам. Своеобразным сложением в виде неровных блоков обладают участки обр. 7 (фиг. 16). ЭДС его (фиг. 17) обычен, но с крайне низким содержанием кремнезема. В этом же образце есть участки с пластинчатыми кристаллами (фиг. 18). В обр. 1 (фиг. 19 и 20) отмечены трубчатые и удлиненные формы похожие на псевдоморфозы цианобактерий. В обр. 2 иногда встречаются крупные кокковидные формы (фиг. 21). В обр. 6 (фиг. 22) встречены палочковидные и шаровидные, видимо, отчасти пустотелые формы. Их ЭДС указывает на высокие содержания марганца и кремнезема. В заметном количестве в нем присутствует магний.

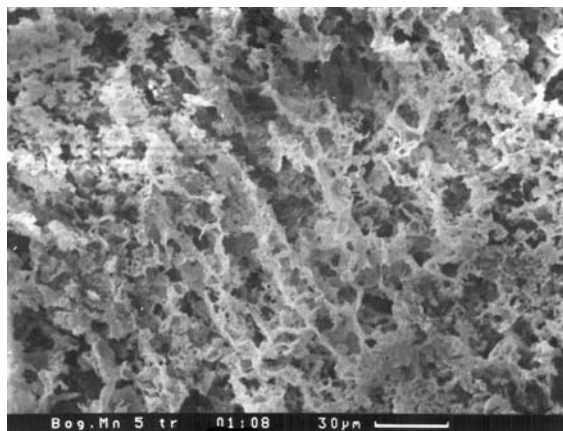
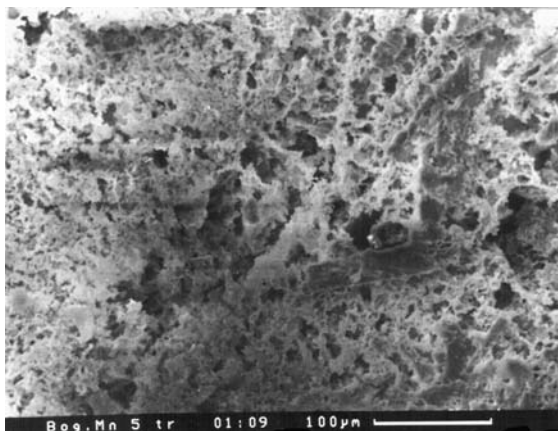
**Заключение по результатам изучения в СЭМ.** Результаты работ позволяют пока сделать предварительные выводы. Устанавливается, что первичным субстратом для образования руд месторождения являлись карбонатные, существенно органогенные осадки, преимущественно микробиальные по характеру, но с заметным участием и эвкариотных остатков. Руды характеризуются высокой пористостью и слабой окристаллизованностью. Они частично окисленные. Руды месторождения наиболее близки рудам Усинского месторождения, которые также имеют палеозойский возраст. Однако, для них характерно заметное большее разнообразие структур и текстур. В тоже же время в рудах не наблюдается четкой слоистости.



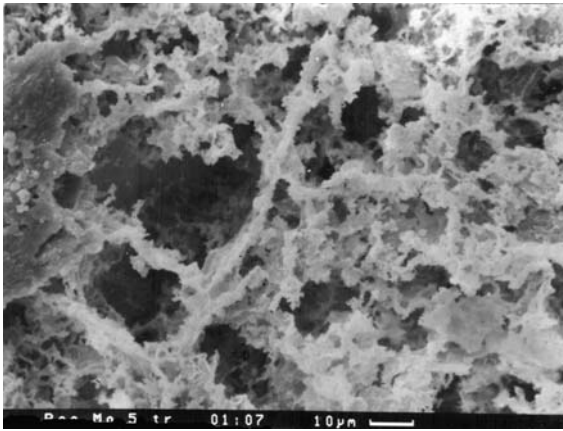
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ травленного обр. 5



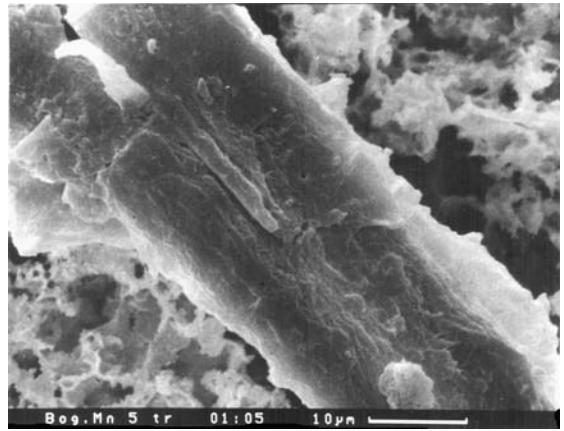
Фиг. 2. ЭДС этой части с доминированием марганца, заметном кальции



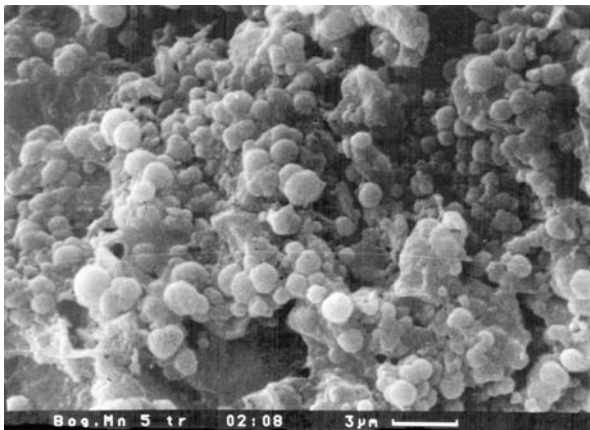
Фиг. 3–5. Сложение руды при больших увеличениях



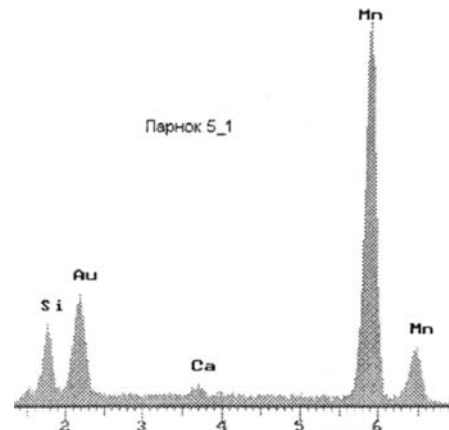
Фиг. 5.



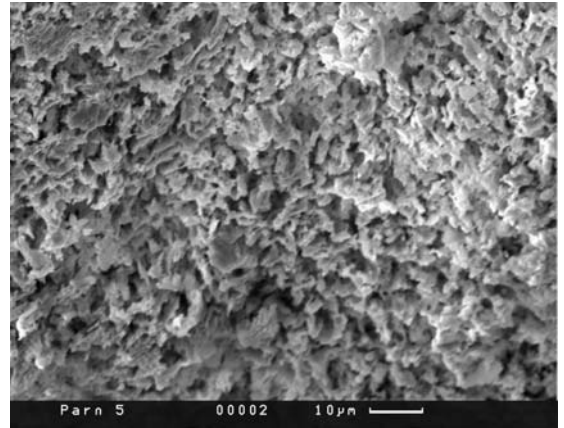
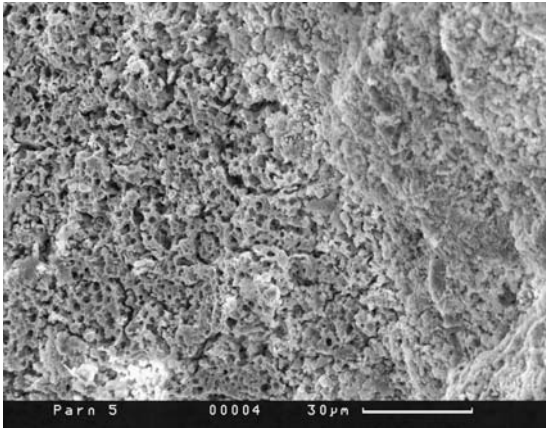
Фиг. 6. Видимо, фрагменты эвкариотного остатка



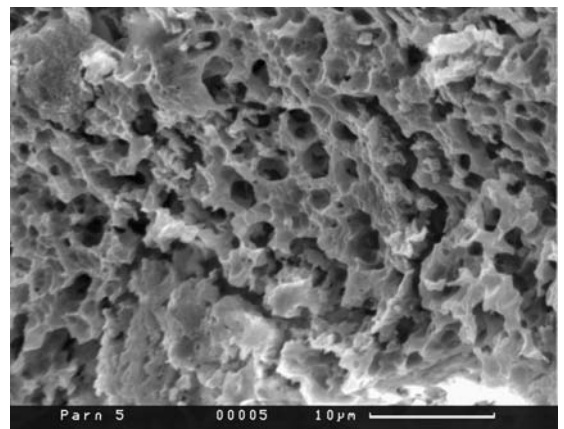
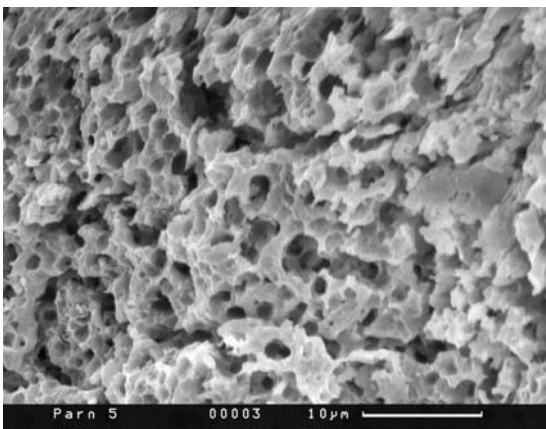
Фиг. 7. Скопления кокковидных форм на отдельных участках



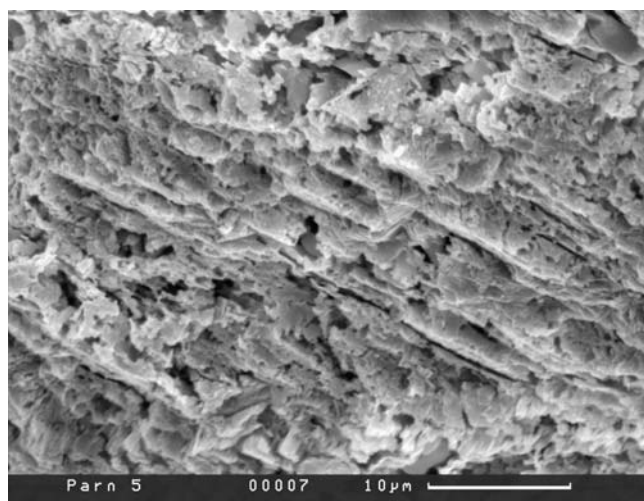
Фиг. 8. ЭДС одного из участков обр. 5



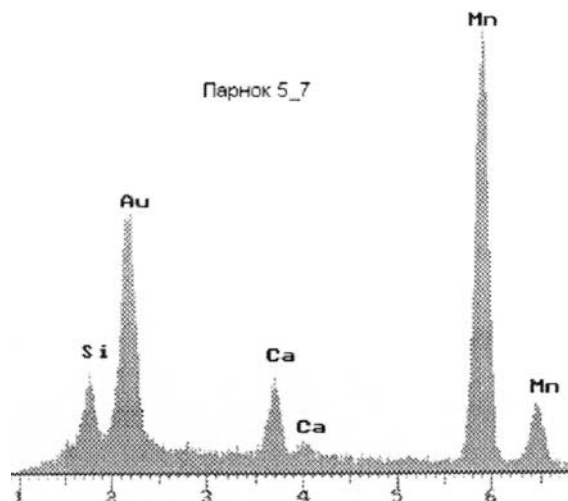
Фиг. 9 и 10. Тот же обр. 5, нетравленный при малых увеличениях



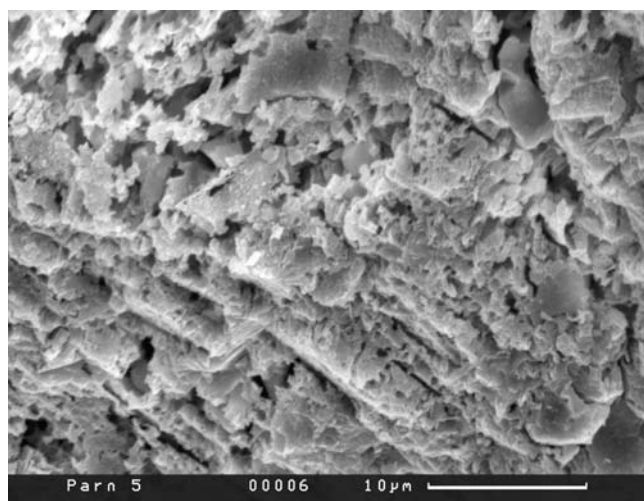
Фиг. 11 и 12. То же, при большем увеличении. Характерно ячеистое строение



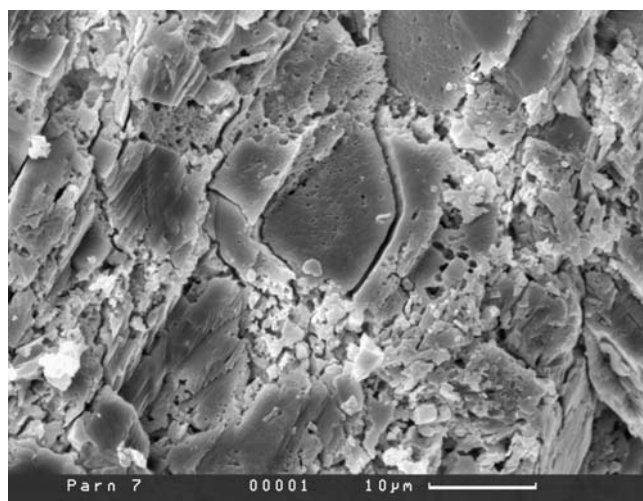
Фиг. 13. Палочковидное сложение руды участками



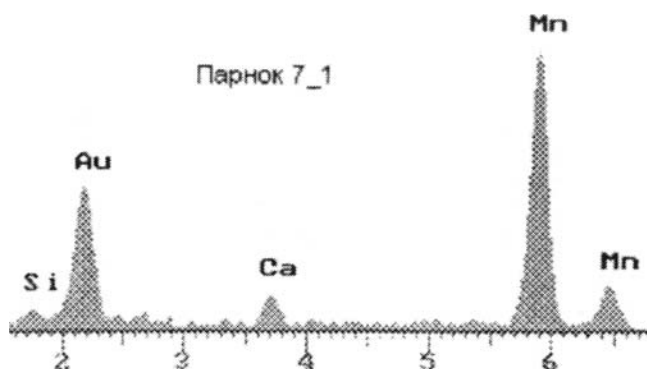
Фиг. 14. ЭДС такого участка с характерными особенностями — высоким марганце, заметных кальция и кремнеземе



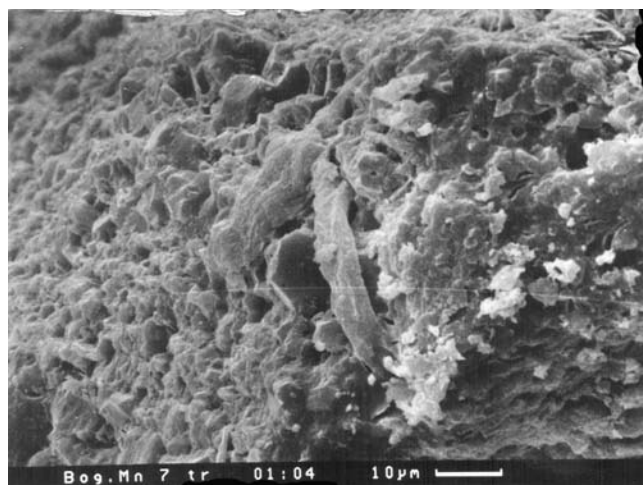
Фиг. 15. Палочковидное сложение руды участками



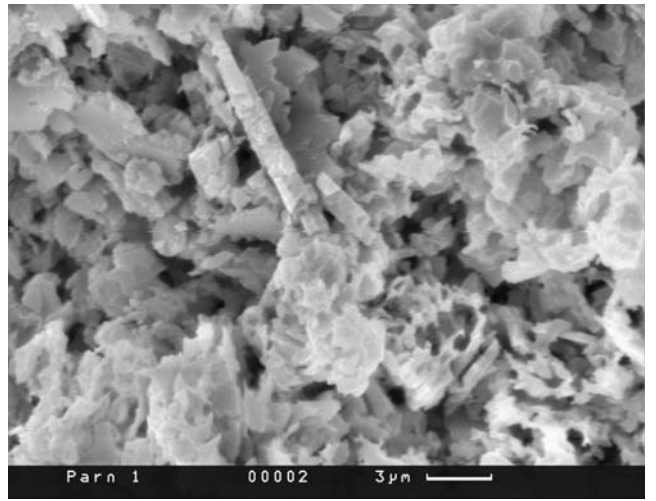
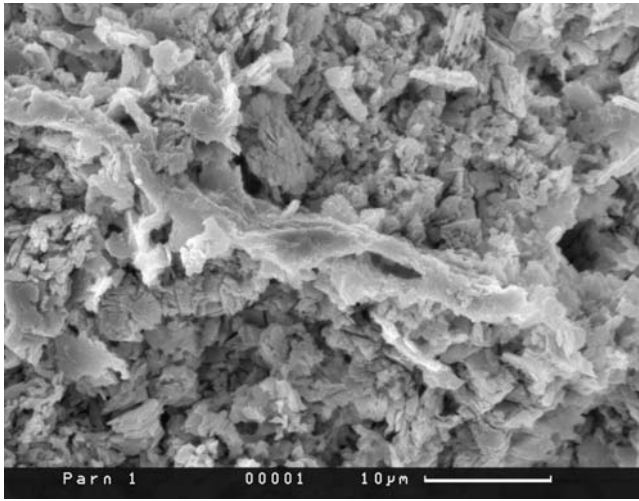
Фиг. 16. Сложение руды обр. 7



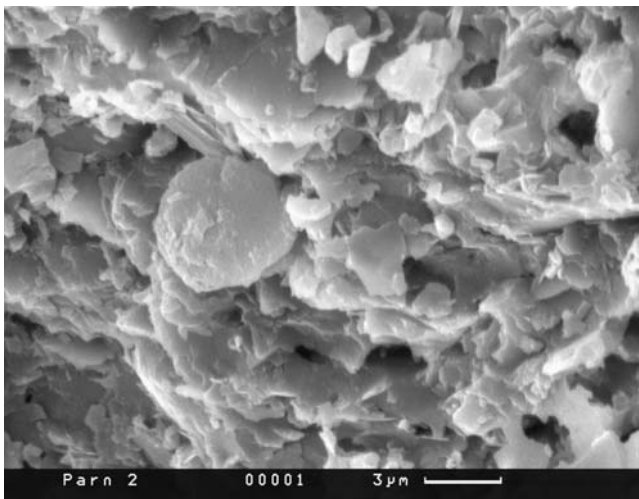
Фиг. 17. ЭДС этого участка, обычное для руд месторождения



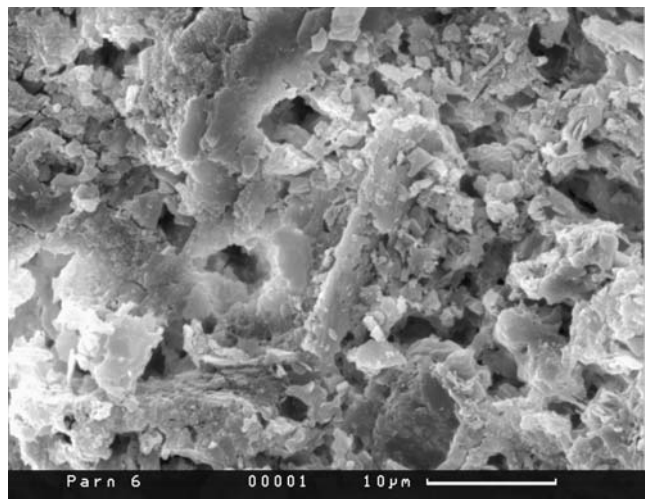
Фиг. 18. Другой участок обр. 7 с пластинчатыми кристаллами



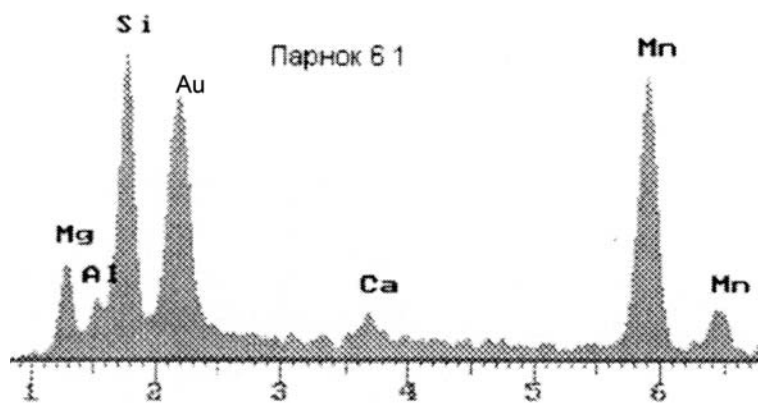
Фиг. 19 и 20. В обр. 1 трубчатые чехлы цианобактерий



Фиг. 21. Обр. 2 — сравнительно крупные шаровидные формы



Фиг. 22. Обр. 6. Пустотелые(?) шаровидные и палочковидные формы



Фиг. 23. ЭДС фиг. 22. Характерен высокий кремнезем и марганец



#### 6.4. Усинское месторождение, Кемеровская область, Россия

*В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Э.А. Еганов*

Усинское месторождение является наиболее крупным в пределах Кузнецкого Алатау и наиболее изученным как в отношении геологического строения, так и с позиции минералогии и геохимии рудного вещества и вмещающих его отложений [237, 42, 129, 91, 259, 60, 61, 289, 238].

В структурном отношении это месторождение приурочено к крупной синклинали складке субмеридионального простирания, осложненной складками более мелкого порядка. Крылья складки сложены отложениями рифея и венда. В центральной части развиты отложения кембрия и девона. К осевой части структуры приурочена зона Белоусинского глубинного разлома, которая на современном эрозионном срезе проявляется серией крупных субпараллельных нарушений С-З простирания и сопровождающих их поперечных и диагональных дизъюнктивов. С юга синклинали структура срезается кибрасским разломом, по которому нижнекембрийские и девонские отложения сопрягаются с ниже-среднерифейской толщей.

По условиям залегания и географической ситуации Усинское разделяется на три участка: правобережный, левобережный и ажигольский рудные поля, которые разделены разрывными нарушениями. Южная часть месторождения по отношению к залежам правобережного участка залегает в опущенном тектоническом блоке.

Наиболее изученным в геологическом отношении является северная часть правобережного участка. Здесь картируется западное крыло крупной синклинали структуры, осложненное серией флексуобразных перегибов и нарушений различного характера и амплитуды. Восточное крыло её срезано зоной разлома, по которой отложения рудоносной толщи контактируют с известняками усинской свиты нижнего кембрия (рис. 1).

Рудовмещающие породы месторождения приурочены к отложениям нижнего кембрия и по возрасту соотносятся с усть-кундатской свитой Кузнецкого Алатау. В стратиграфическом отношении они соответствуют алданскому ярусу в почти полном его объеме [274, 275, 276, 215].

Отложения нижнего кембрия расчленяются на две толщи: нижнюю и верхнюю. Первая из них является рудоносной и, в свою очередь, также расчленяется на две пачки (горизонта) — нижнюю подрудную и верхнюю рудную [215].

Подрудный горизонт представлен тонко-ритмично-слоистыми обломочными слабомарганцевистыми (1–5% Mn) известняками (родохрозит-известковые брекчии с базальным тёмно-серым кремнисто-известковым цементом, чёрных известково-родохрозитовых алевролитов и песчаников с прослоями чёрных кремней, серых обломочных известняков с маломощными прослоями спонголитов и пирокластиков), с прослоями спонголитов и бедных карбонатных марганцевых руд (5–13% Mn). Общая мощность подрудного горизонта составляет более 140 м.

Верхняя рудная пачка вмещает 10 пластов карбонатных и хлорит-карбонатных марганцевых руд мощностью от 2,5 до 14 м, разделенных межрудными прослоями мощностью от 2 до 5–6 м. Руды ритмично-слоистые, преимущественно обломочные и обломочно-сферолитовые, реже сферолитовые и пелитоморфные. По составу среди них выделяются родохрозитовые, известково-родохрозитовые и хлорит-родохрозитовые разности [215].

Родохрозитовые руды представлены серыми и темно-серыми (до черных) родохрозитовыми алевролитами и песчаниками (с редкими прослоями гравелитов в основании ритмов), с разной структурой (пелитоморфной, микрозернистой, сферолитовой, микросферолитовой, обломочной). Иногда руды целиком слагаются родохрозитовыми сферолитами и их обломками. Редко встречаются обломки фосфорита микросгустковой и комковатой текстуры и примесь пирокластического материала. Иногда фосфориты образуют тонкие слойки и линзочки. Родохрозитовые руды слагают самостоятельные пласты, но встречаются и в виде прослоев в пластах хлорит-карбонатных руд. Отмечается тонкая примесь сульфидов.

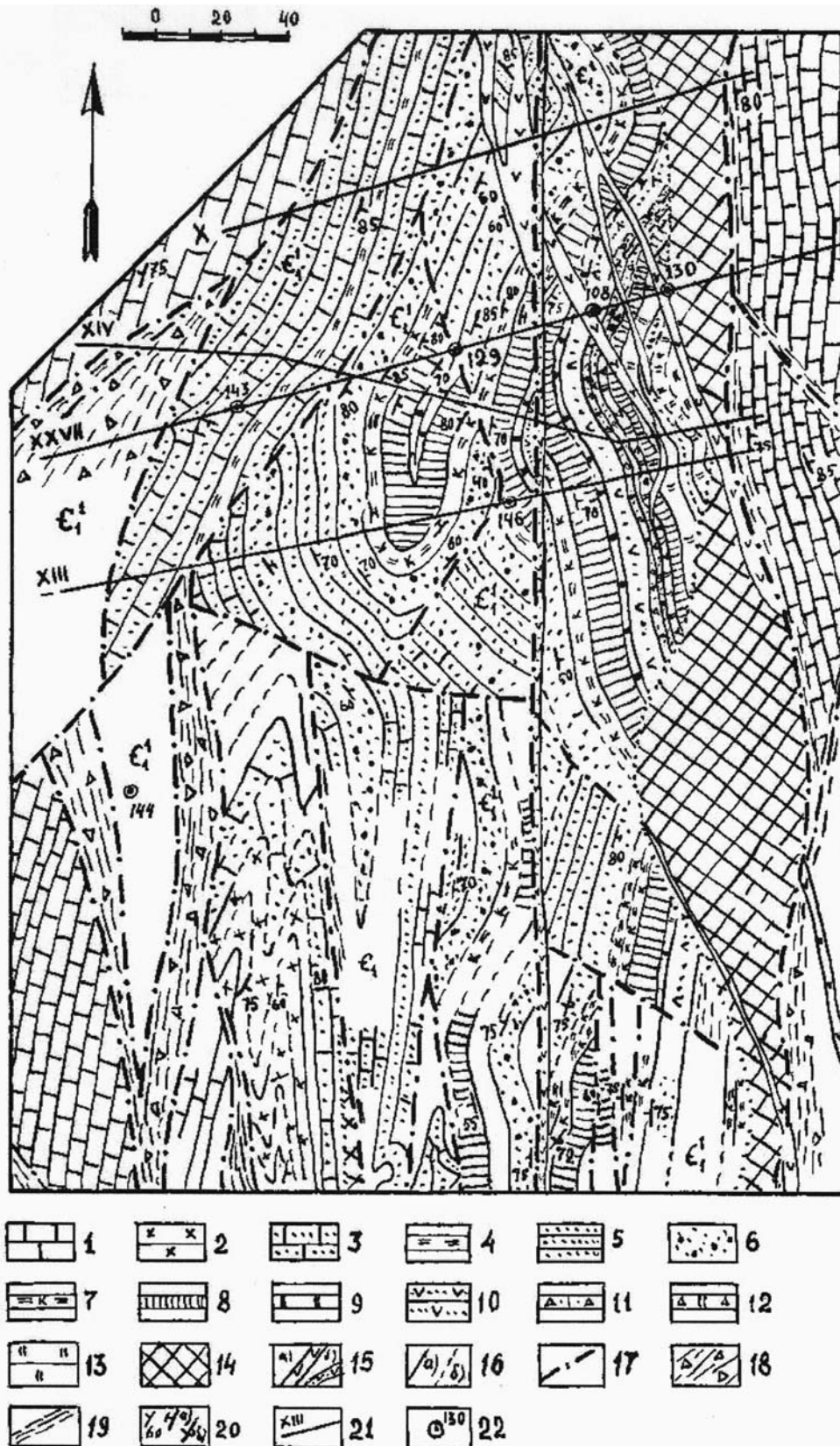


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Правобережного участка Усинского месторождения марганца (составлена Тарасовой С.М., Миртовым Ю.В., Быч А.Ф. и др.).

1 — усинская свита; известняки светло-серые, неяснослоистые, археоциатовые, эпифитоновые с редкими прослоями онколитовых разностей и известняковых брекчий 2–13 — рудоносная толща (усть-кундатская свита): 2 — спонголиты слоистые с прослоями обломочных известняков и примесью пирокластического материала; 3 — известняковые и родохрозит-известняковые песчаники и алевролиты ритмично-слоистые с прослоями спонголитов; 4 — известняково-родохрозитовые алевролиты с прослоями родохрозит-

известняковых песчаников; известняково-родохрозитовые песчаники ритмично-слоистые с прослоями родохрозит-известняковых разностей (10–15% Mn); 6 — сферолито-обломочные родохрозитовые руды (ритмично-слоистые родохрозитовые песчаники, гравелиты, алевролиты) с прослоями микрослоистых хлорит-родохрозитовых руд (более 20% Mn); 7 — тонкое переслаивание пестроцветных кремней, известняковых гравелитов и брекчий, родохрозитовых туфопесчаников и туфоалевролитов; 8 — хлорит-родохрозитовые руды зеленовато-серые с прослоями и линзами родохрозитовых гравелитов (более 20% Mn); 9 — переслаивание обломочных известняков и слюдисто-сульфидно-хлоритовых сланцев по псаммитовым и пепловым туфам; 10 — переслаивание родохрозитовых туфоалевролитов, туфопесчаников и хлорит-родохрозитовых руд; 11 — мелкообломочные известняки зеленовато-серые с прослоями известняковых брекчий и туфосланцев; 12 — известняковые гравелиты светлосерые с прослоями зеленых и вишневых туфосланцев; 13 — родохрозит — известняковые алевролиты черные с прослоями светло-серых обломочных известняков; 14 — зона окисления, пиролюзит-псиломелановые руды; 15 — дайковые породы: а) основного, б) щелочного состава; 16 — границы пачек: а) прослеженные, б) предполагаемые; 17 — разрывные нарушения; 18 — тектонические брекчии; 19 — зоны дробления; 20 — элементы залегания: а) нормальное, б) опрокинутое; 21 — разведочная линия и ее номер; 22 — разведочная скважина и ее номер.

Известняково-родохрозитовые руды — темно-серые до черных, также являются обломочными (песчаники и алевролиты) и по текстурным особенностям аналогичны родохрозитовым. В составе обломочного материала в значительном количестве присутствуют известняки, часто фитогенные и археоциатовые (рис. 2). Цемент манганокальцитовый или кальцитовый, реже родохрозитовый или кремнистый. Содержание марганца в породе зависит от количества известковых обломков и варьирует от 10 до 20%.

Хлорит-родохрозитовые руды представлены ритмичным переслаиванием темно-серых, черных и розовато-серых родохрозитовых руд разной структуры (обломочной, обломочно-сферолитовой, микросферолитовой, пелитоморфной) с хлоритовыми и родохрозит-хлоритовыми слоями зеленого и зеленовато-серого цвета. Эти руды наиболее обогащены фосфоритом и сульфидами, которые присутствуют в виде тонких слоев. Сульфиды образуют также гнездовидную вкрапленность и обильную тонкорассеянную примесь.

В пределах месторождения широко развиты также и оксидные руды зоны гипергенеза. Они приурочены в основном к крупным тектоническим разломам и сложены псиломелановыми, пиролюзитовыми и вернадитовыми разностями.

Междурудные прослои представлены ритмично-слоистыми родохрозит-известняковыми песчаниками и алевролитами, брекчиями фитогенных и археоциатовых известняков с карбонатно-кремнистым цементом, яшмовидными пестроцветными кремнями, псаммитовыми и пепловыми туфами основного состава.

Неполная (наблюдаемая) мощность рудного горизонта, согласно данным геолого-разведочных работ, составляет 102,5 м. Суммарная мощность подрудного и рудного горизонтов в пределах правобережного рудного поля — около 250 м.

Таким образом, для толщи в целом характерен темно-серый до черного цвет пород, тонкая ритмичная слоистость, мелкообломочный, существенно карбонатный состав пород, обилие прослоев кремней и спонголитов и постоянная туфогенная примесь в породах и рудах. Обращает на себя внимание отсутствие даже незначительной примеси терригенного материала и обилие органических остатков (планктонные формы, археоциаты).

Отложения нижней рудоносной пачки согласно перекрываются толщиной светлосерых и серых известняков усинской свиты, которые в пределах месторождения представлены мощной толщиной линзовидно-слоистых водорослевых (эпифитоновых) и археоциатовых известняков с прослоями обломочных известняков.

Согласно результатам минералогического исследования [91, 61, 238, 177] рудные карбонаты представлены главным образом изоморфной смесью минералов манганокальцит-родохрозитового ряда. Присутствует, по-видимому, также и кальциево-магнезиальный кутнагорит.

До сих пор в литературе существуют противоположные точки зрения по вопросу о происхождении и источника вещества Усинского месторождения. Наиболее распространенным является представление об исходно-осадочном образовании карбонатных марганцевых руд [2370 42, 235].

Детальные геохимические исследования марганцевых руд и вмещающих пород, проведенные И.М. Варенцовым [61], позволили выявить основные закономерности распределения химических элементов и заключить о «выпадении и формировании в диагенезе основных масс железа и... карбонатов марганца» в мелководном бассейне седиментации Усинской эвгеосинклинали. Источником марганца служили продукты коры выветривания палеосуши, располагавшейся на юго-западе от месторождения (на месте антиклинория Кузнецкого Алатау).

Е.А. Соколова [258, 259] высказала предположение о вулканогенно-осадочном происхождении марганцевых руд. С.М. Миртова [215] придерживается близкой точки зрения, но считает их гидротермально-осадочными.

Результаты изотопных исследований карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения [177] позволяют предположить активное участие окисленного углерода органического вещества (углеводородов) в формировании карбонатов марганца. Это является характерной чертой карбонатных марганцевых руд, связанных с толщами осадочных пород и свидетельствуют, как правило, об их образовании в условиях диагенеза или катагенеза [179].

Установленные изотопно-геохимические закономерности для пород Усинского месторождения позволяют придерживаться точки зрения о метасоматическом происхождении этих руд. Возможность такого образования была рассмотрена ранее К.В. Радугиным [237]. В качестве доводов в пользу метасоматического генезиса руд, по его мнению, служит как большая пестрота состава пород, так и особенности геологического строения месторождения. Так, например, слои одной разведочной канавы не удается параллелизовать с горизонтами другой соседней канавы. Это может быть объяснено скорее неравномерностью метасоматического процесса, нежели быстрой изменчивостью исходных (лагунных) осадков. Кроме того, зафиксировано пересечение богатой марганцевой слоистой руды темными полосами, что может также свидетельствовать о полном замещении слоистой руды новой генерацией несомненно метасоматических руд.

Среди признаков метасоматоза К.В. Радугиным отмечаются также расплывчатые контакты руд различного оттенка и наличие включений мраморов, частично подвергшихся метасоматозу рудным веществом. Отмечается также, что тектонобрекчии в районе месторождения замещались рудой, которая сама нигде не превращена в брекчии и метасоматически образовалась после плейчтости и складчатости рудоносной свиты. Следовательно, и эти структуры в рудах являются унаследованными.

Признаком метасоматического происхождения рудного вещества может служить, по-видимому, также и сферолитовая и микросферолитовая текстура родохрозитовых руд.

**Результаты изучения в СЭМ.** Образец Уса не подвергался травлению и представляет рядовую руду для изучения в СЭМ. На фиг. 1–4 представлены участки руды при небольшом увеличении, где видно массивное сложение, включает изгибающиеся нитевидные структуры или близкие к кокковидным. При разных увеличениях картина та же (фиг. 5 и 6).

Обр. Уса 2 протравливался. Он темно-серого до пепельного цвета, параллельно-тонкослоистый. Слоистость выражена колебаниями окраски отдельных слоев (мощность их в пределах 3–5 мм). Часть слоев кремнистого состава — они не изучались. Общий вид его в СЭМ показан на фиг. 7, где проявляются биогенные структуры. ЭДС этой части представлен на фиг. 8, указывающий на высокие содержания марганца. С одной стороны, после травления проявилось много участков с развитием подавляющих нитчатых форм — по сути сплетения тончайших нитей менее 1 мк, длиной в десятки мк (фиг. 9–11). Эти части похожи на сложенные ферри-родохрозитом пластовые строматолитовые постройки железо-марганцевого горизонта Каратауского фосфоритоносного бассейна. С другой стороны проявлены какие-то шароподобные, окруженные неплотными массами нечетких структур образования (фиг. 12–15). И, наконец, своеобразные закрученные и кубко-подобные формы (фиг. 16–18).

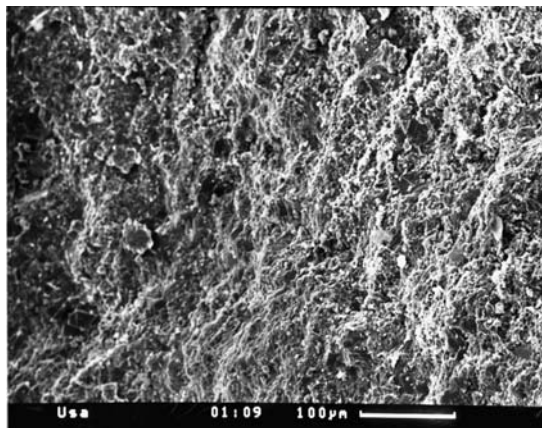
Обр. Уса-31 темного до черного цвета, с очень плохо выраженной, сравнительно грубой, черз 1–2 см слоистостью. В общем виде в СЭМ представлен на фиг. 19. Он массивного, комковатого сложения. ЭДС (фиг. 20) указывает на высокую кремнистость и большое количество кальция. При большом увеличении видны столбчатые и кокковидные формы (фиг. 21–24). В других случаях видны поперечные сечения спикул кремневых губок (фиг. 25), или их продольные булавовидные сечения (фиг. 26), а также отпрепарированные чашеподобные формы (фиг. 27).

Обр. Уса 1 Еган характеризуется общим тонкослоистым сложением (фиг. 28). ЭДС его аналогичен предыдущему, руда высоко марганцевая (фиг. 29). При больших увеличениях (фиг. 30) заметна неравномерность сложения, участками — пористость. Темные, плотные участки преимущественно кремнистые (фиг. 31 и 32). В светлых участках просматриваются нечеткие формы, возможно биогенного типа (фиг. 33). ЭДС их (фиг. 34) показывает очень высокие содержания марганца, при низком кальции и кремнеземе. В этой массе присутствуют обрывки ноздреватых структур (фиг. 35 и 37), а ЭДС показывает высокие содержания марганца (фиг. 36). При этом, в ряде случаев они формируют почти концентрически-зональные структуры (фиг. 38). Такие структуры отмечаются в руде (фиг. 39). В некоторых случаях обозначены и более сложные формы, а также палочковидные (фиг. 40). Один кусочек образца был протравлен (фиг. 41), где проявились кокковидные и иные формы.

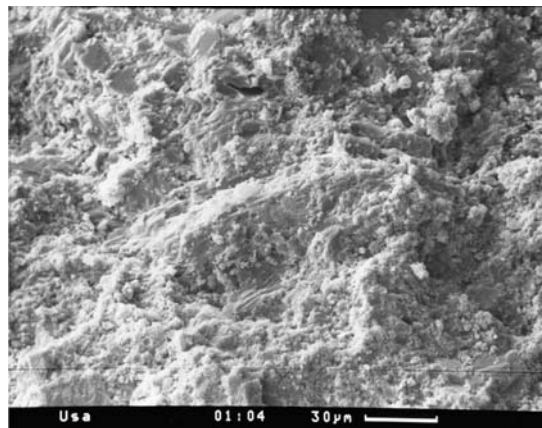
И при изучении руд с помощью оптической микроскопии в рудах часто видны органические остатки. В качестве иллюстрации этого приводим несколько фотографий в оптическом микроскопе. Фиг. 42–45 — микрофотографии шлифов Усинского месторождения в оптическом микроскопе, при разных увеличениях. Четко видны органические остатки на фиг. 42, 43, 45 — водоросли Eriphyton, на фиг. 44 — обломок археоциата.

**Заключение по результатам изучения.** Полученные результаты изучения руд Усинского месторождения позволяют видеть, что они характеризуются разнообразным литологическим составом и содержат разные микрофоссилии. Это хорошо согласуется с повышенными содержаниями  $C_{орг}$  в рудах. Хотя Усинское месторождение довольно древнего возраста и находится в интенсивно складчатом комплексе, руды не перекристаллизованы, хотя заметно уплотнены. Столь широкое развитие биогенных остатков, существенно минерализованных марганцем, предполагает постседиментационную, по-видимому, катагенетическую минерализацию.

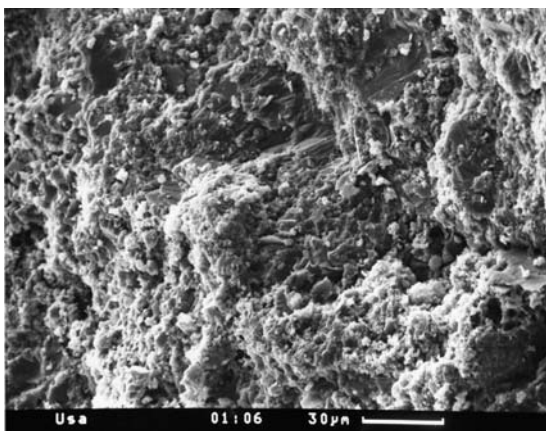
Конечно, проведенными исследованиями не решается вопрос об источнике марганца. Очевидно, рудовмещающие отложения были мелководными, никаких признаков сероводородного заражения не отмечается.



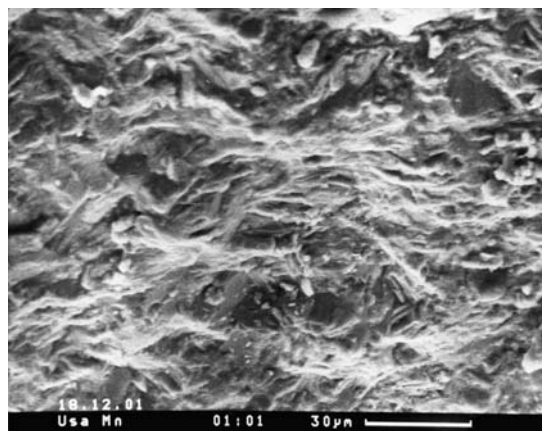
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ обр. Уса п



Фиг. 2. Другой участок обр. Уса

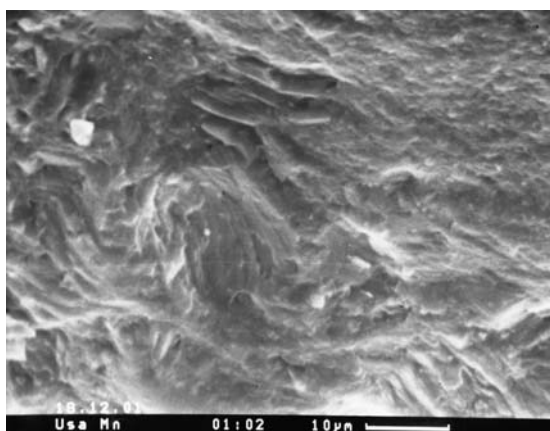


Фиг. 3. Участок более массивного сложения

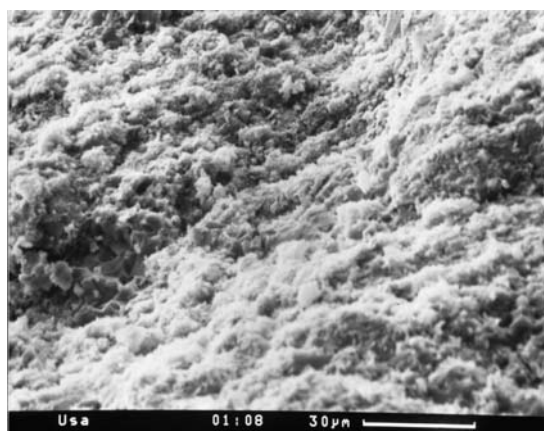


Фиг. 4. Участок, вероятно, с развитием нитчатых форм

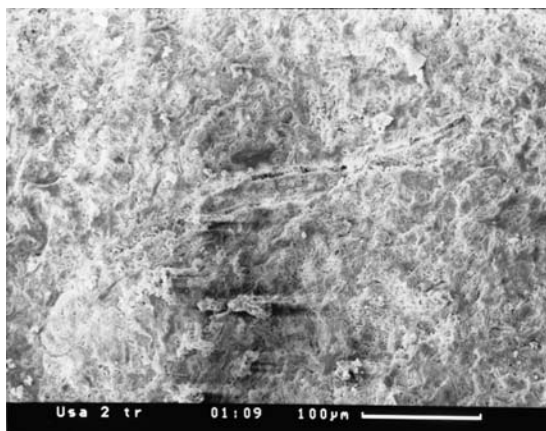




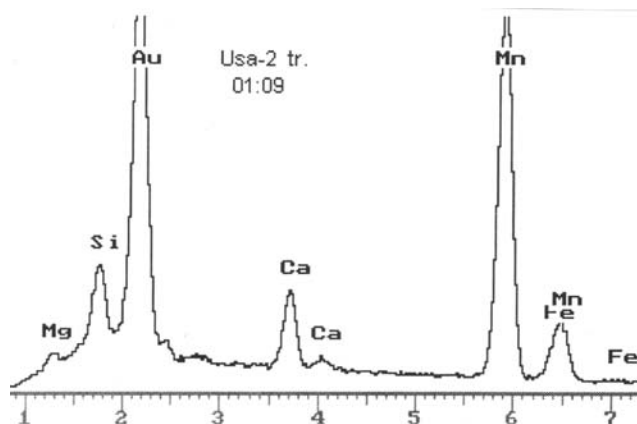
Фиг. 5. Участок, вероятно, с развитием нитчатых форм



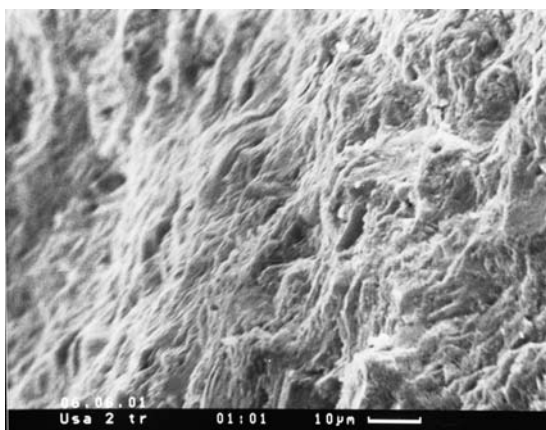
Фиг. 6. Участок возможного развития мелких кокковидных форм



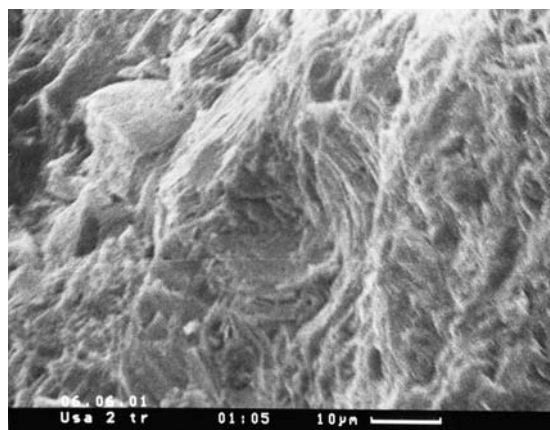
Фиг. 7. Общий вид обр Уса 2 после травления. Просматриваются вероятные биологические структуры



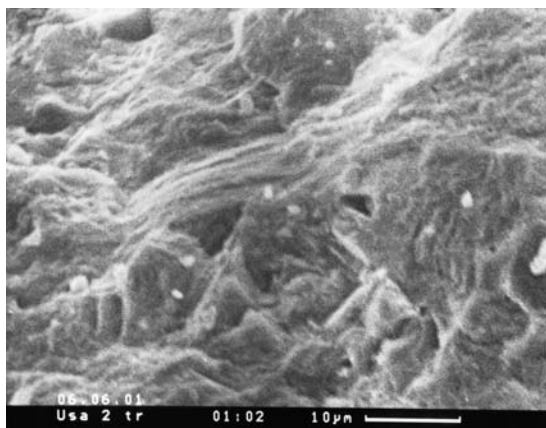
Фиг. 8. ЭДС этой площади



Фиг. 9.

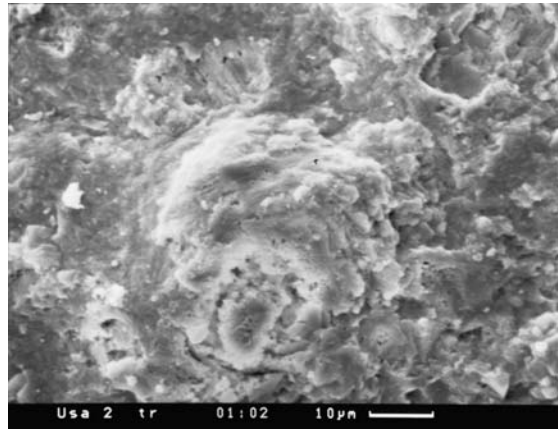
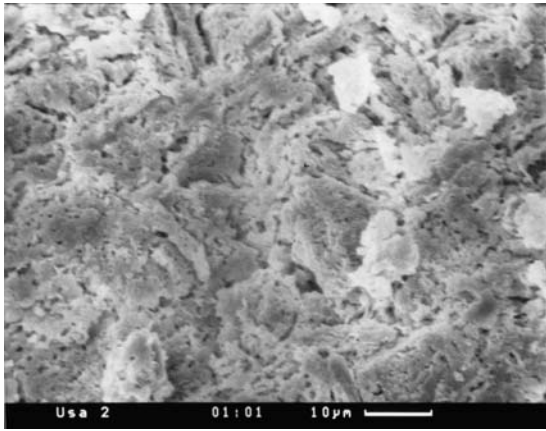


Фиг. 10.

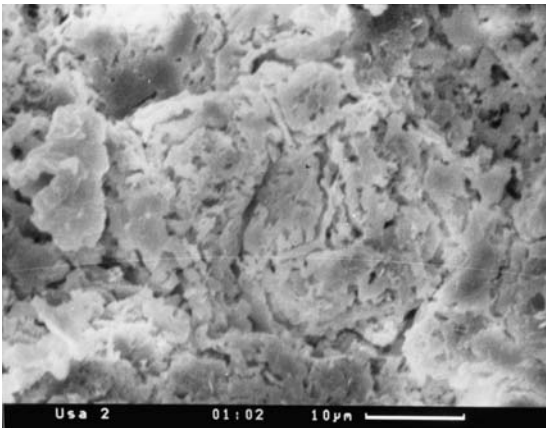


Фиг. 11.

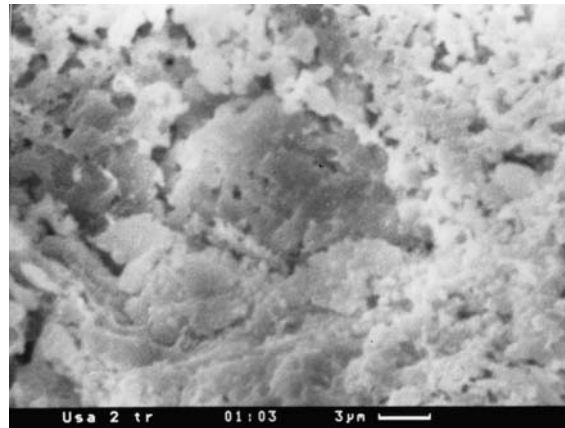
Фиг. 9–11. Резкое преобладание удлиненных нитчатых форм, подобных строматолитовому сложению



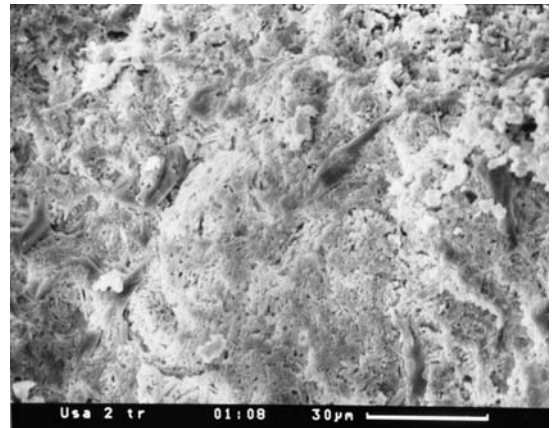
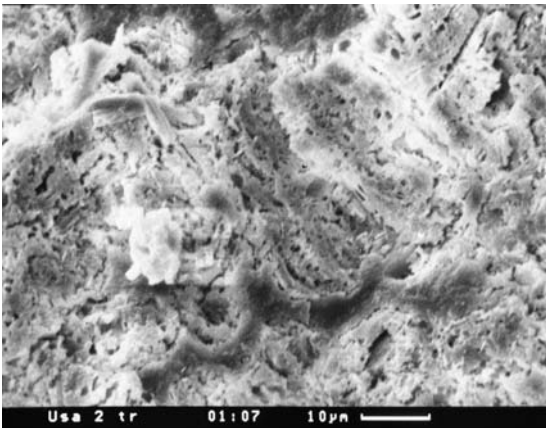
Фиг. 12–15. Близкие шаровидным, пористые, отчасти нечетко выраженные обособления в руде



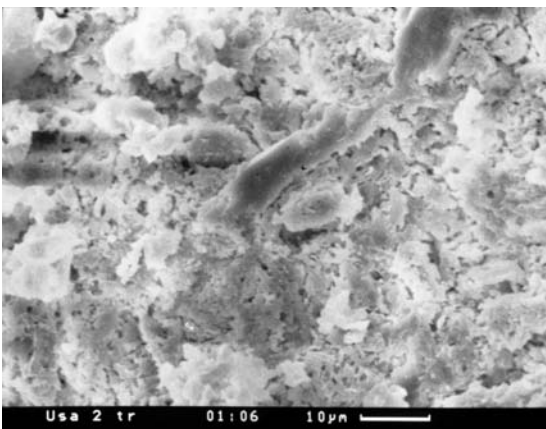
Фиг. 14.



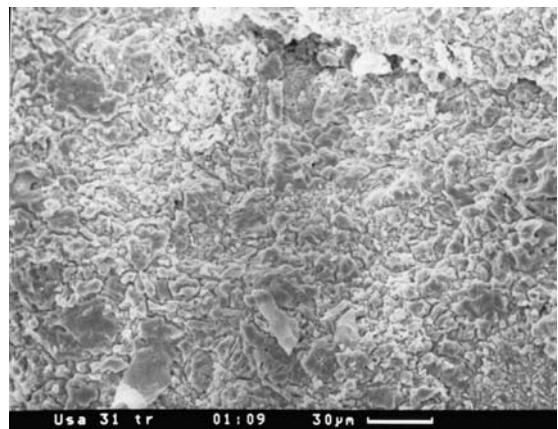
Фиг. 15.



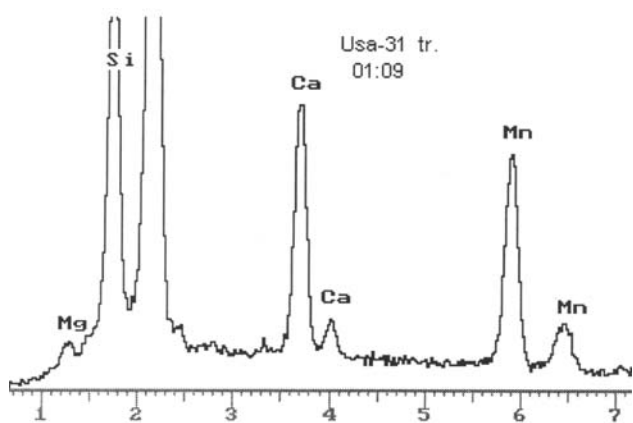
Фиг. 16–18. Свернутые до роговидных формы, высокопористые



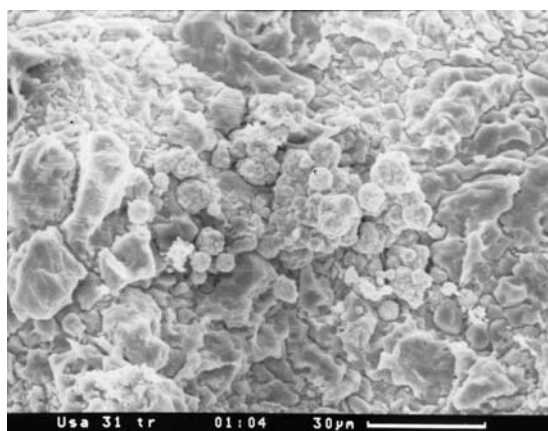
Фиг. 18.



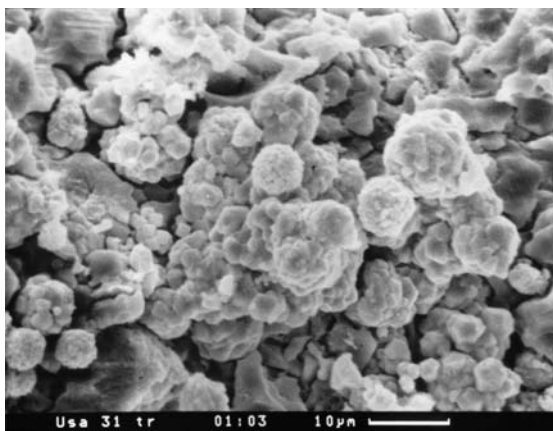
Фиг. 19. Вид в СЭМ обр. Уса-31



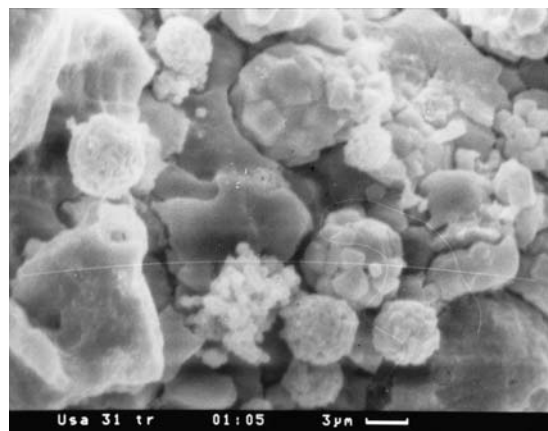
Фиг. 20. ЭДС этого обр. Уса-31, с крайне высокими количествами кремнезема



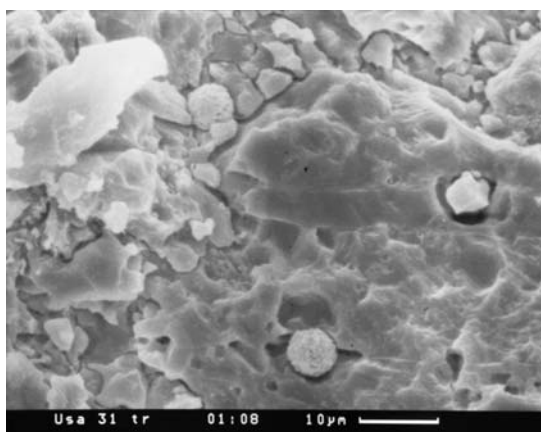
Фиг. 21–24. Развитие в руде кокковидных и столбчатых форм



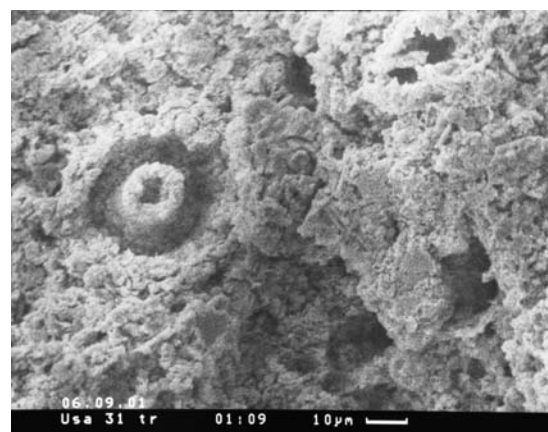
Фиг. 22.



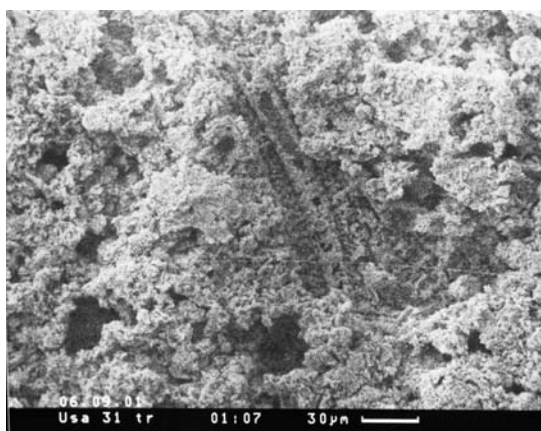
Фиг. 23.



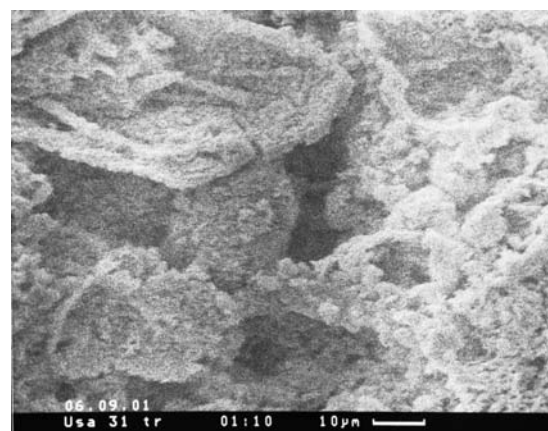
Фиг. 24.



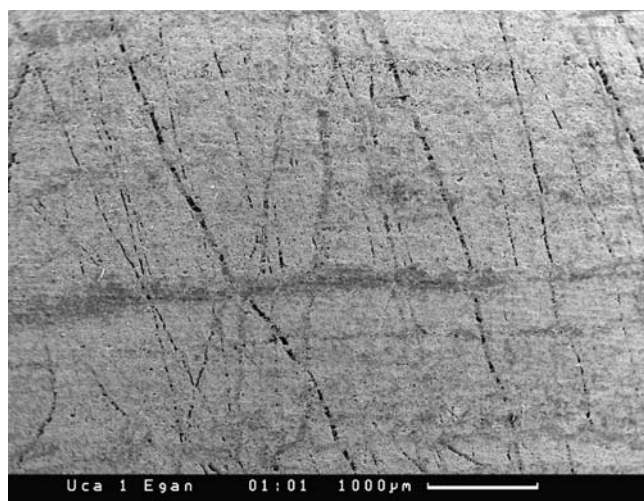
Фиг. 25. Остатки спикул губок в руде



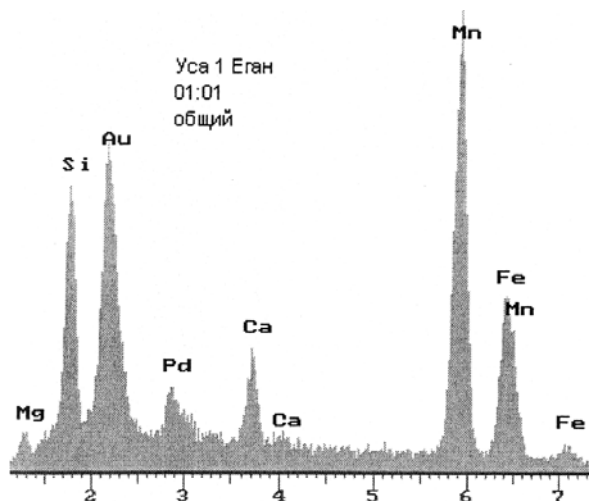
Фиг. 26. Остатки спикул губок в руде



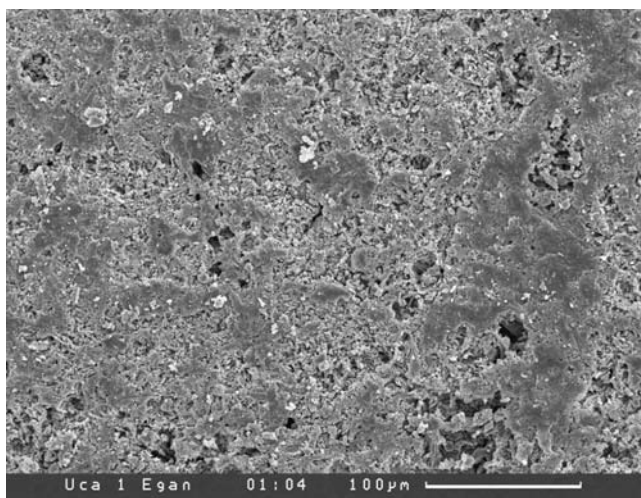
Фиг. 27. Препарированные формы органических остатков



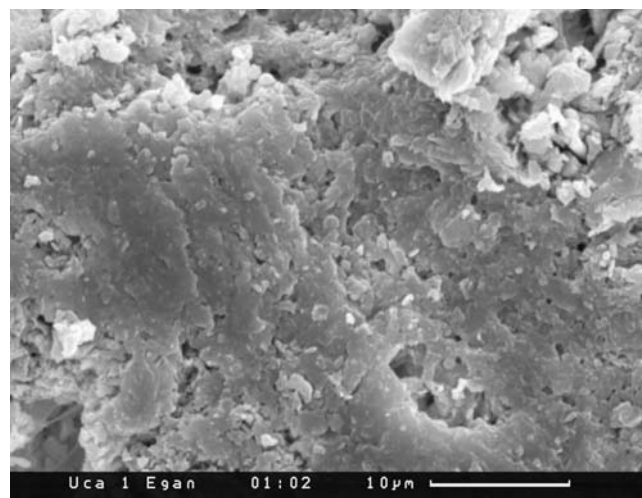
Фиг. 28. Общий вид в СЭМ обр. Уса 1 Еган с исключительно тонкой слоистостью, не травленный



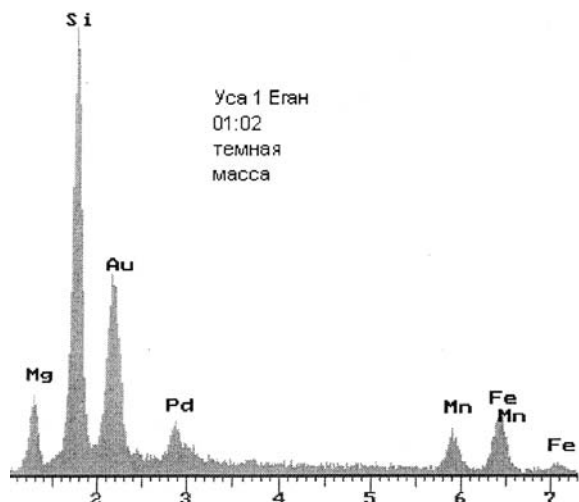
Фиг. 29. ЭДС этой части



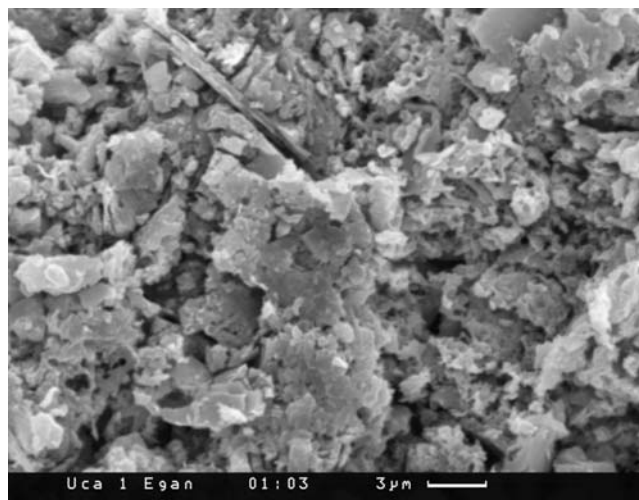
Фиг. 30. Участок этой руды при большем увеличении, с разделением на более темные и светлые участки



Фиг. 31. Вид темного участка при большем увеличении

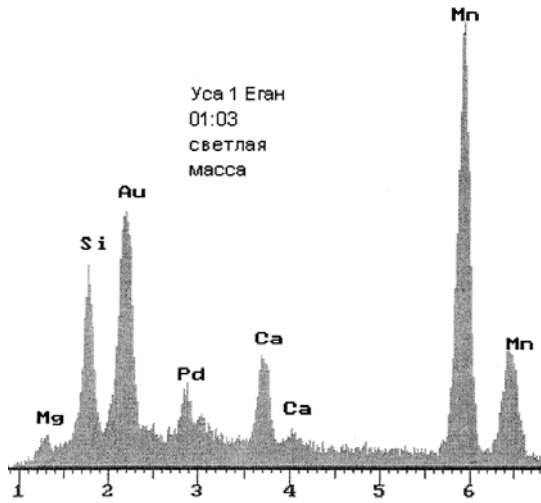


Фиг. 32. ЭДС его, с высокими содержаниями кремнезема

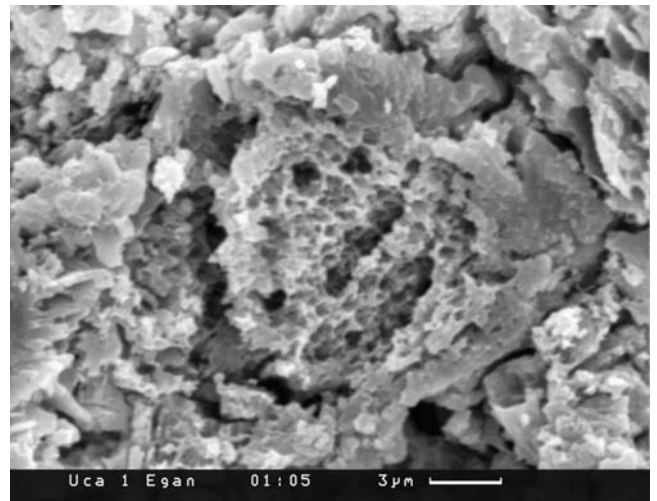


Фиг. 33. Светлый участок с фрагментами, видимо, органических остатков

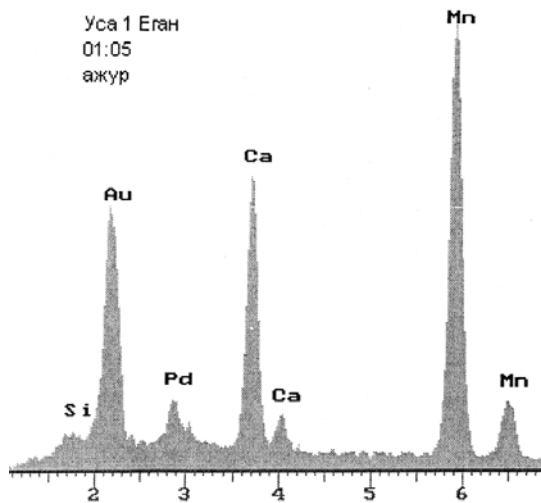




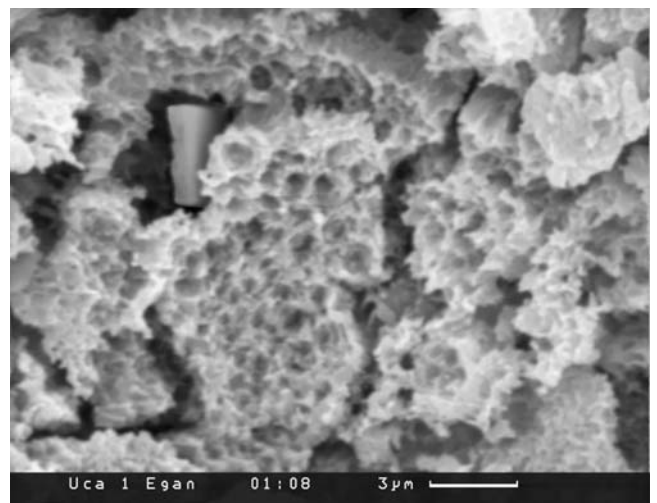
Фиг. 34. ЭДС этого участка с высокими содержаниями марганца



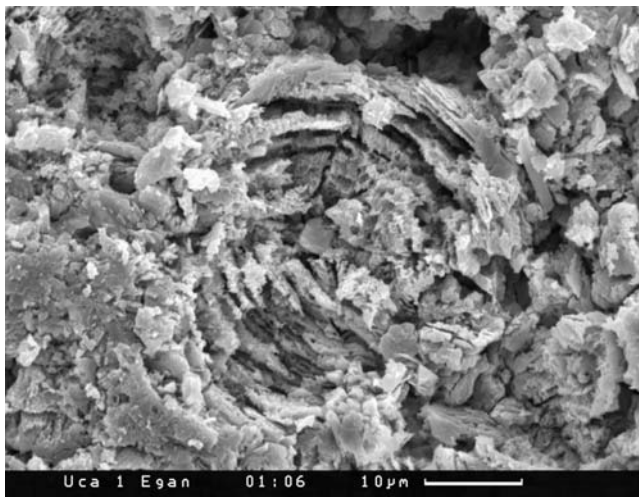
Фиг. 35. Мелкопористые округлые до концентрических формы



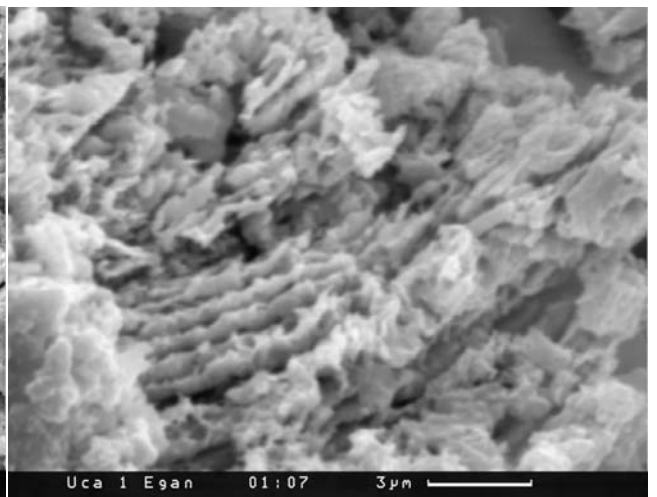
Фиг. 36. ЭДС таких форм с высокими содержаниями марганца



Фиг. 37. Мелкопористые округлые до концентрических формы

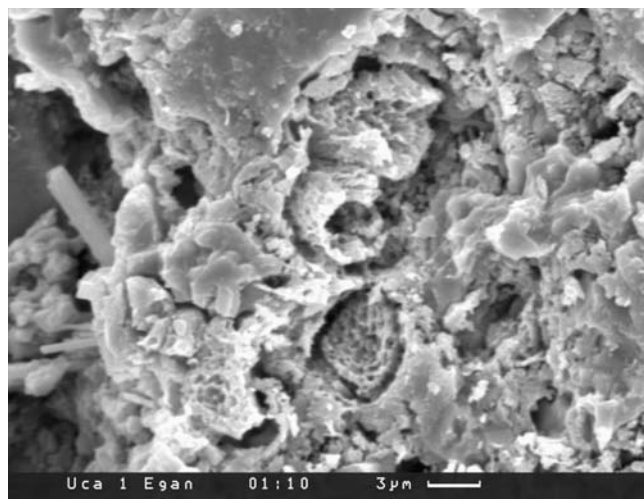


Фиг. 38. Концентрически-зональные структуры в руде

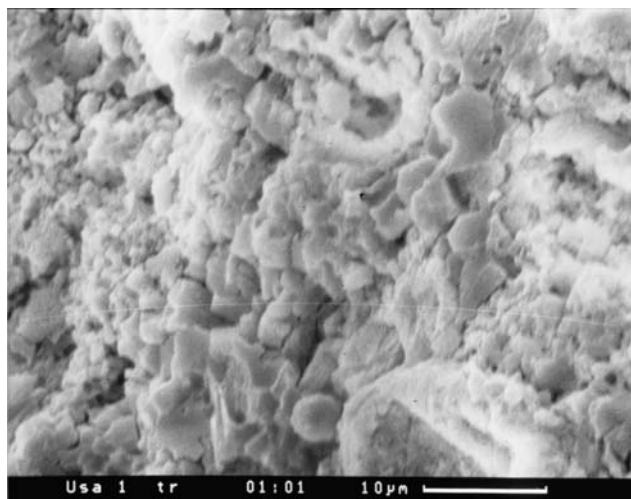


Фиг. 39. Концентрически-зональные структуры в руде

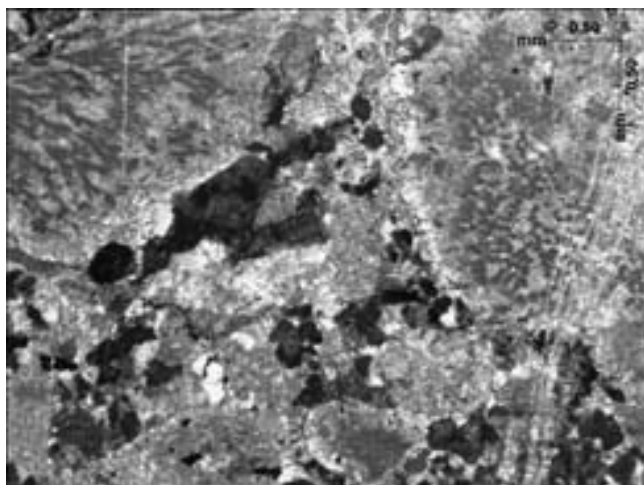




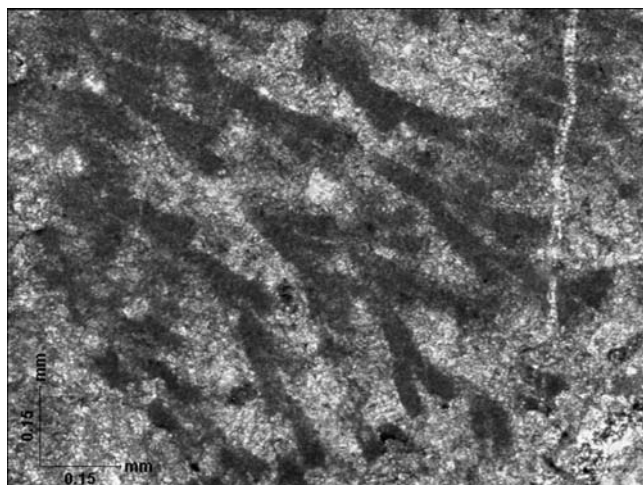
Фиг. 40. Своеобразные сложные формы



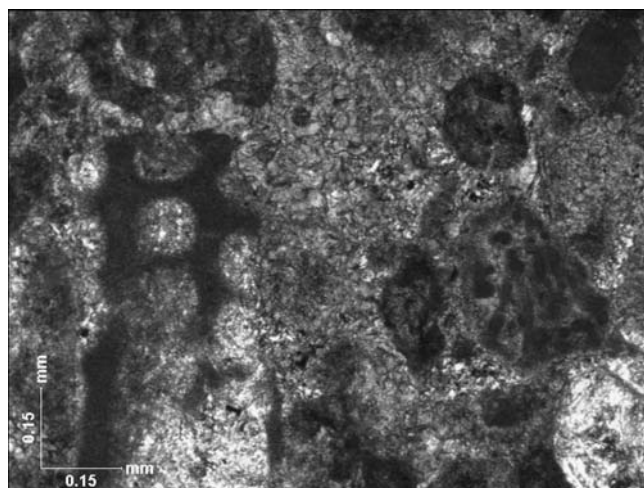
Фиг. 41. Травленный обр. Уса 1. Проявляются кокковидные формы



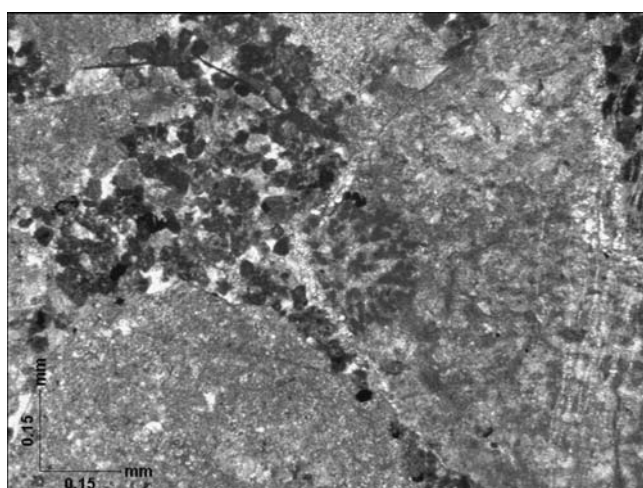
Фиг. 42



Фиг. 43.



Фиг. 44

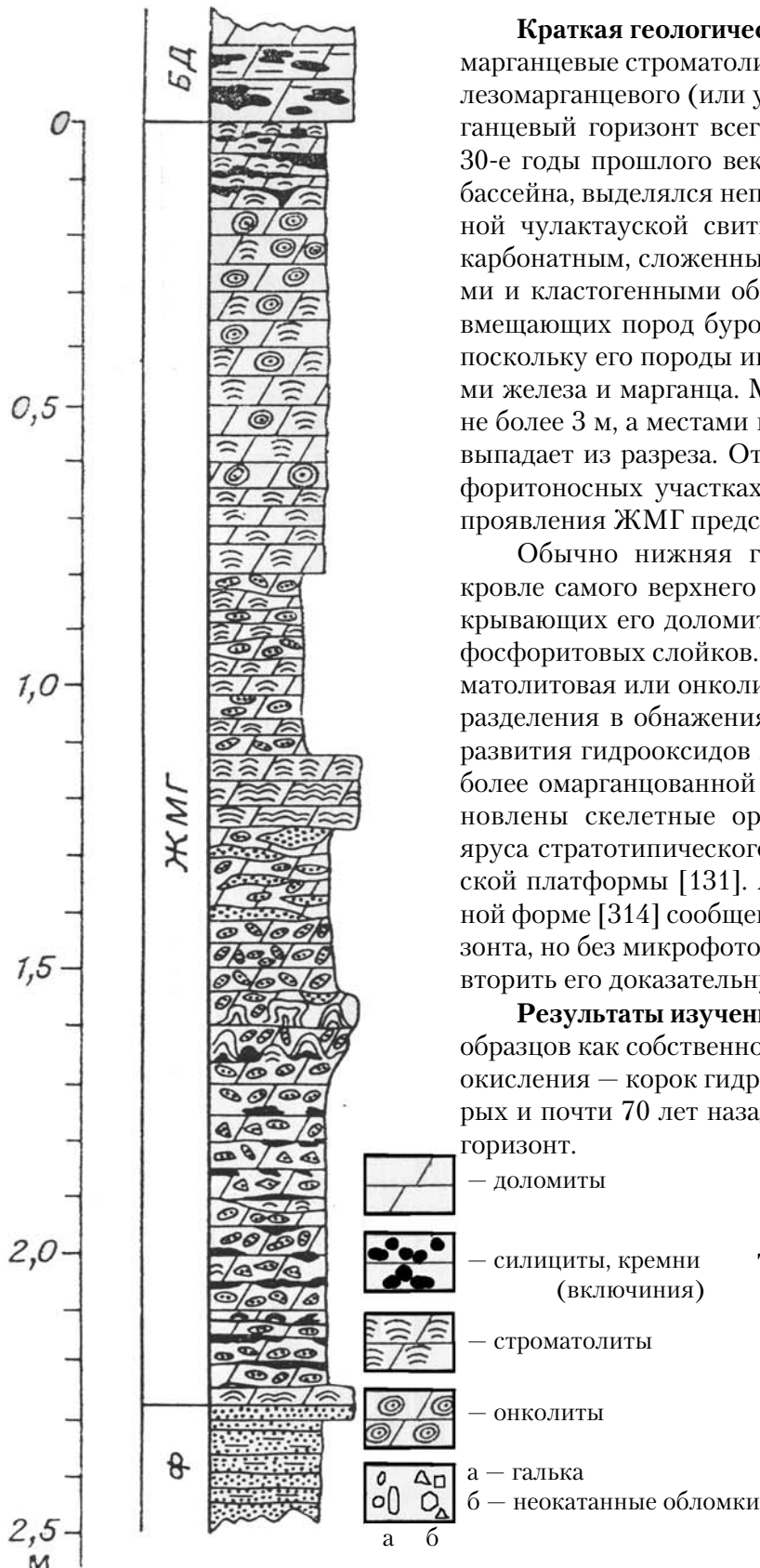


Фиг. 45

Фиг. 43–45. Микрофотографии шлифов Усинского месторождения в оптическом микроскопе, при разных увеличениях. Четко видны органические остатки на фиг. 42, 43, 45 — водоросли *Eriphyton*, на фиг. 44 — обломок археоциата

## 6.5. Железомарганцевая минерализация строматолитов фосфоритоносного бассейна Каратау, Казахстан

Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Э.А. Еганов



**Краткая геологическая характеристика.** Карбонатные марганцевые строматолиты установлены в пределах т.н. железомарганцевого (или ушбасского) горизонта. Железомарганцевый горизонт всегда, начиная с момента открытия в 30-е годы прошлого века Каратауского фосфоритоносного бассейна, выделялся непосредственно выше фосфоритоносной чулактауской свиты [38]. Он считался существенно карбонатным, сложенным строматолитовыми, онколитовыми и кластогенными образованиями и выделялся на фоне вмещающих пород бурой, черной и красноватой окраской, поскольку его породы интенсивно пропитаны гидроокислами железа и марганца. Мощность его не более 2–5 м, часто не более 3 м, а местами всего 1–3 дм, вероятно, он иногда и выпадает из разреза. Отмечалось, однако, что на всех фосфоритоносных участках он развит [38]. Разрез типичного проявления ЖМГ представлен на рис. 1.

Обычно нижняя граница горизонта проводится по кровле самого верхнего фосфоритового пласта, либо перекрывающих его доломитов. В нижней части его еще много фосфоритовых слойков. А верхняя часть существенно строматолитовая или онколитовая и, собственно, только ее подразделения в обнажениях темной до черной окраски из-за развития гидрооксидов железа и марганца. Мощность наиболее омарганцованной части достигает 1,7 м. В ней установлены скелетные органические остатки атдабанского яруса стратотипического разреза нижнего кембрия Сибирской платформы [131]. Авторы уже опубликовали в тезисной форме [314] сообщение об истинной природе ЖМ горизонта, но без микрофотографий, что заставило нас здесь повторить его доказательную характеристику.

**Результаты изучения в СЭМ.** Было изучено несколько образцов как собственно строматолитов, так и продуктов их окисления — корок гидроокислов Fe и Mn, вследствие которых и почти 70 лет назад был выделен железомарганцевый горизонт.

**Рис. 1.** Колонка типично выраженного ЖМГ, месторождение Джилян. Ф — верхняя фосфоритовая пачка, БД — "бурый доломит"

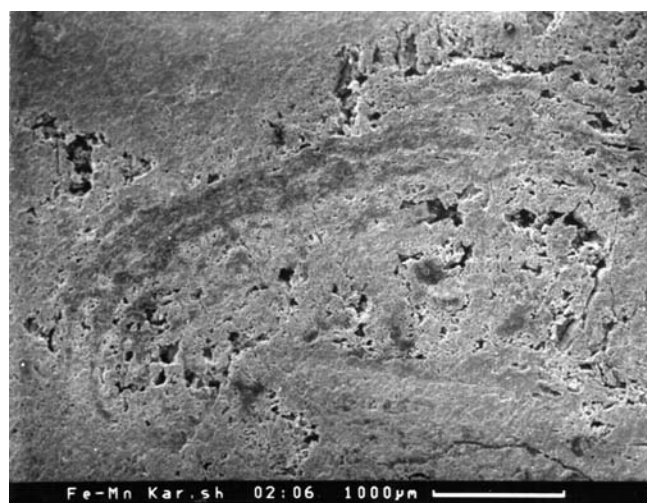
Собственно строматолиты при небольших увеличениях в СЭМ выглядят как дугообразные формы слоистого строения, несколько различающиеся степенью окрашивания (фиг. 1).

Анализ их (фиг. 2) показывает, что они существенно состоят из марганца, менее железа, кальция, незначительных количеств кремнезема, бария. В основной части строматолиты сложены удлиненными нитями, группирующимися в пучки (фиг. 3). Особенно хорошо существенно нитчатое строение видно в значительно протравленных препаратах (фиг. 4–7). Толщина нитей обычно не превышает 2–3 мк, а длина значительная — до 100 мк и более. Не всегда нити ориентированы одинаково, иногда участками они располагаются несколько хаотично (фиг. 8). Нити только несколько выступают над вмещающей массой породы, возможно, аналогичного характера (фиг. 9).

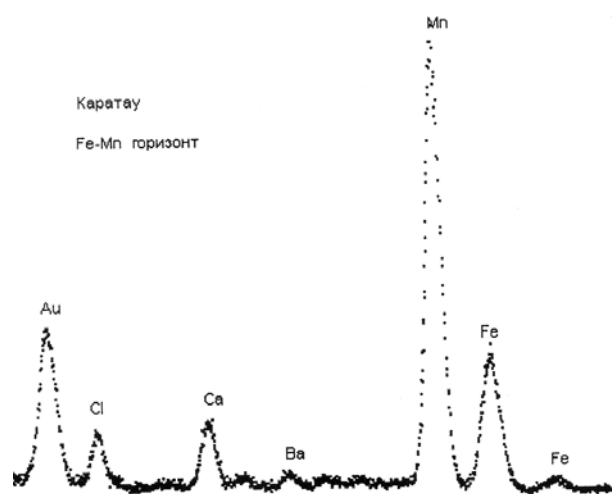
При интенсивном травлении в строматолитах изредка устанавливаются и другие структуры, например, своеобразные столбчатые, отчасти, возможно, и трубчатые (фиг. 10–12), как вариант столбчатых (фиг. 13). Изредка присутствуют своеобразные веероподобные формы (фиг. 14–15). Совершенно иное сложение корок выветривания марганцевых строматолитов. Некоторая часть представляет пористые корковые образования (фиг. 16), в которых изредка просматриваются неясные реликты первичных структур (фиг. 17). Однако, преобладающая часть их сложена комками, бобовинками из слившихся кокковидных форм диаметром до 5 мк, при размерах бобовинок до 30–40 мк в поперечнике (фиг. 18–21). Они исключительно хорошо напоминают некоторые аналогичные структуры в латеритных бокситах [316]. Анализ одной из таких структур (фиг. 20) показал, что корки выветривания существенно состоят из оксидов железа, отчасти марганца, при совершенно незначительных количествах реликтовых Са и Si.

Некоторые выводы. Полученные данные вполне однозначно указывают, что изученные карбонатные железомарганцевые породы горизонта являются волнистыми нитчатыми строматолитами, при окислении которых возникают марганцево-железистые оксидные корки, в сложении которых, как это обычно имеет место, участвуют различные микроорганизмы, процветающие в зоне окисления карбонатных марганцевых руд (см. выше).

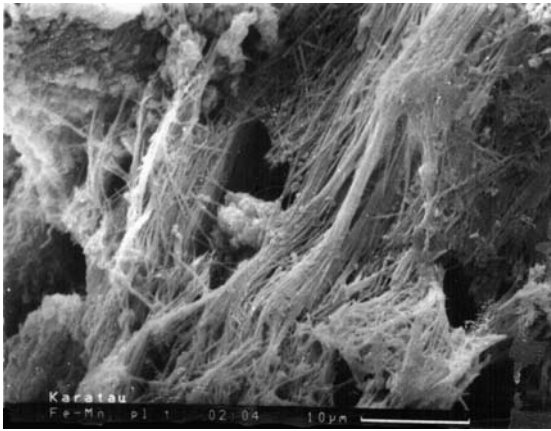
Возрастание в зоне окисления железа относительно марганца, вероятно, обусловлено более интенсивной миграцией марганца в этой обстановке. Как и применительно к фосфатным строматолитам [311], в рассмотренном случае мы имеем дело с репликацией карбонатами марганца и железа биологических структур строматолитовых построек, очевидно, весьма быстро после их отмирания. Последующее их окисления после попадания в зону выветривания (вероятно, в мезозое) так же совершенно обычный процесс. Более детальное изучение той части разреза горизонта, который сложен железо-марганцевыми карбонатными строматолитами, может дать весьма интересные данные для выяснения причин развития таких пород.



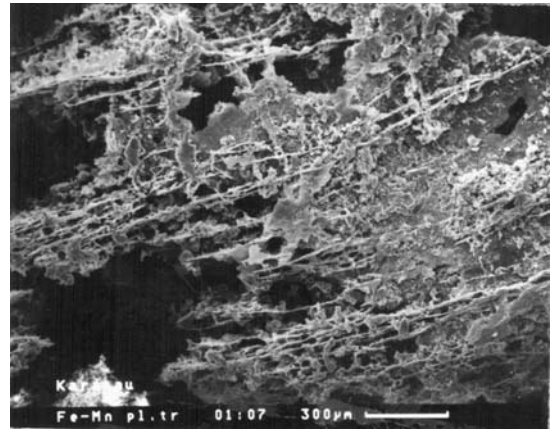
Фиг. 1. Общий вид в СЭМ образца строматолита из карбонатов марганца и железа



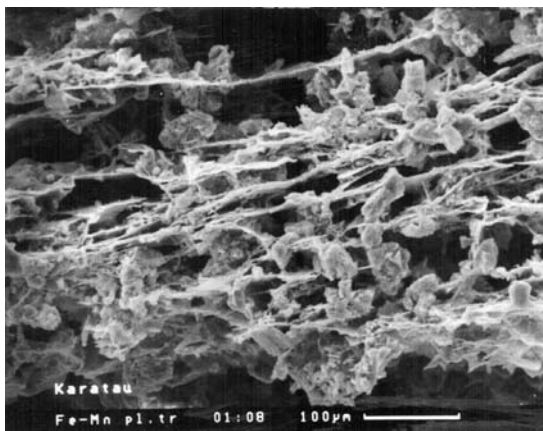
Фиг. 2. ЭДС этого участка (после травления). Резкое преобладание марганца, подчиненные — железо и кальций



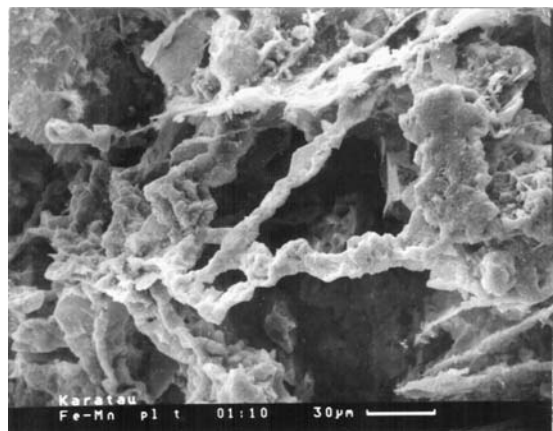
Фиг. 3. Преобладающее нитчатое сложение строматолитов



Фиг. 4–7. Нитчатое сложение строматолитов после травления образцов



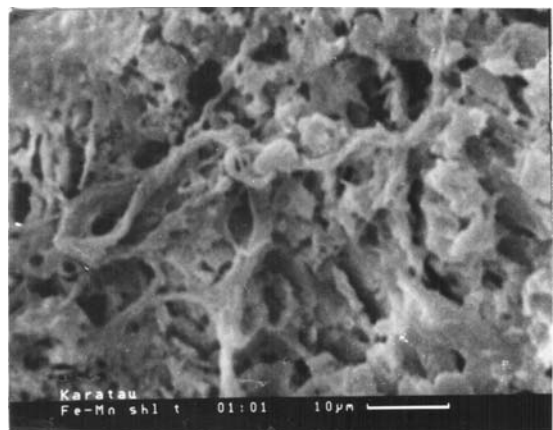
Фиг. 5.



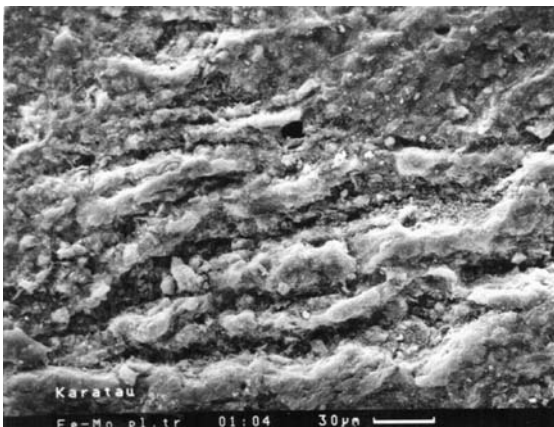
Фиг. 6



Фиг. 7.



Фиг. 8. Заметно хаотичное расположение нитей на отдельных участках

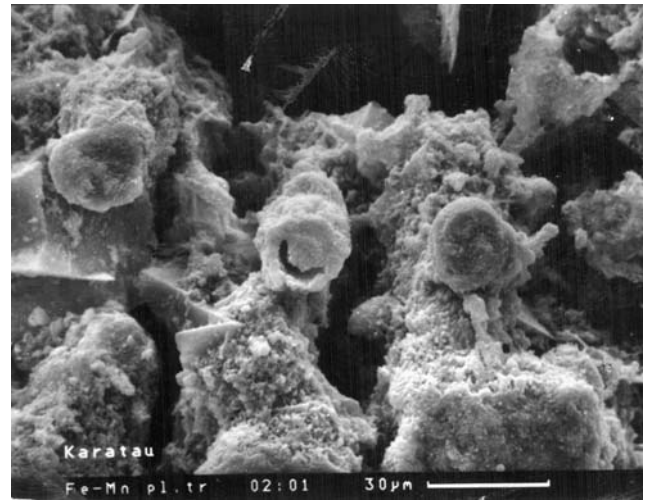


Фиг. 9. Пример слабого травления, нити не полностью препарированны



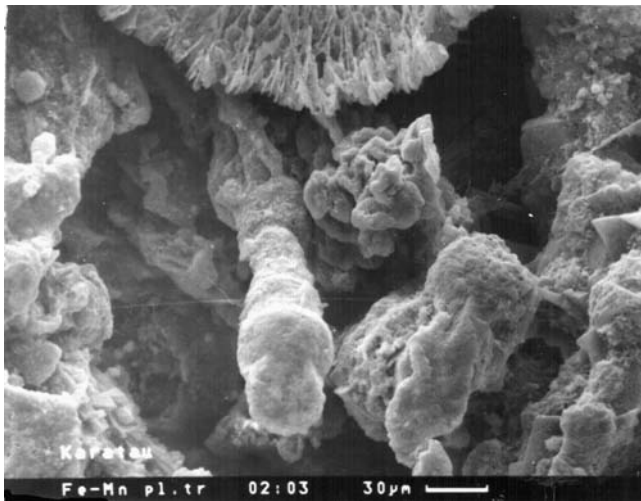


Фиг. 10.

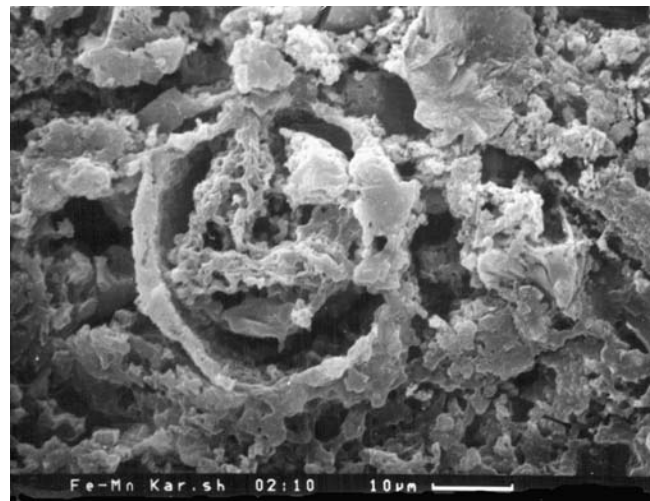


Фиг. 11.

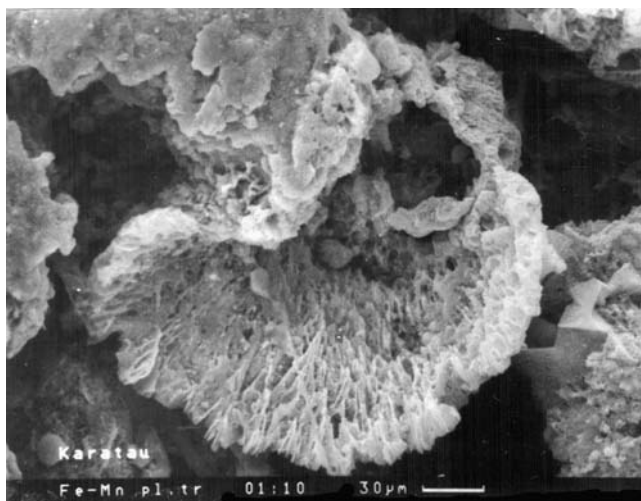
Фиг. 10–13. Иные структуры в строматолите: столбчатые в разном положении. Возможно, чехлы цианобактерий



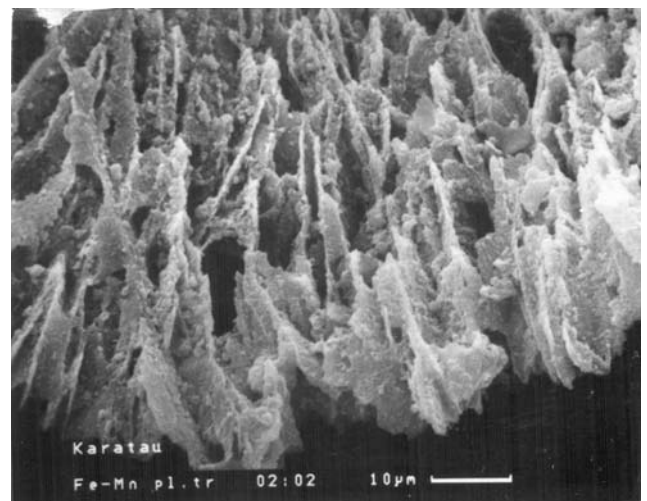
Фиг. 12.



Фиг. 13.

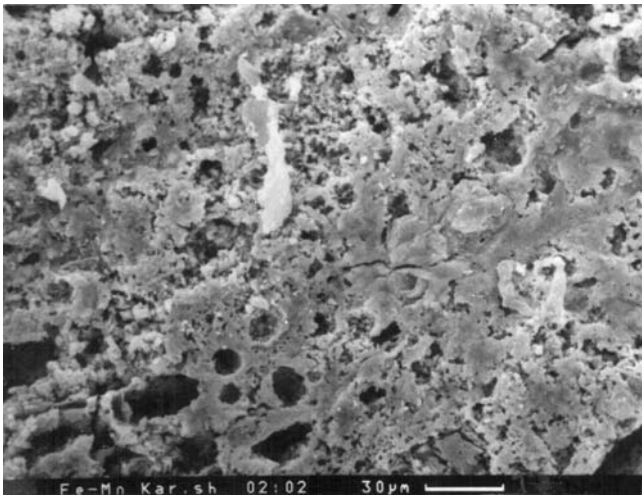


Фиг. 14. Своёобразные веерные формы

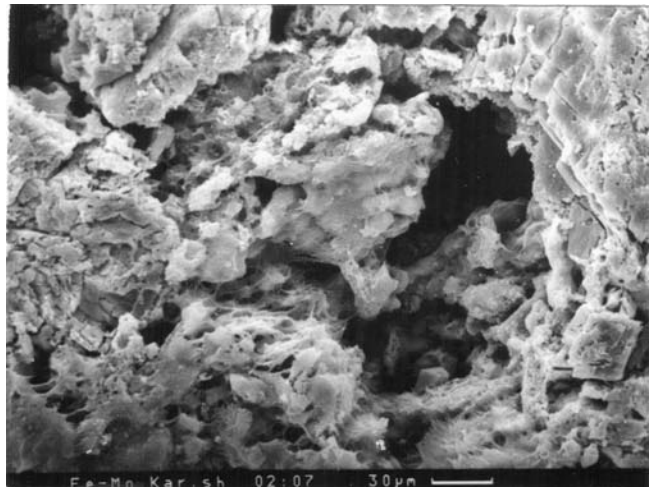


Фиг. 15. Увеличенный фрагмент веерной формы фиг. 14

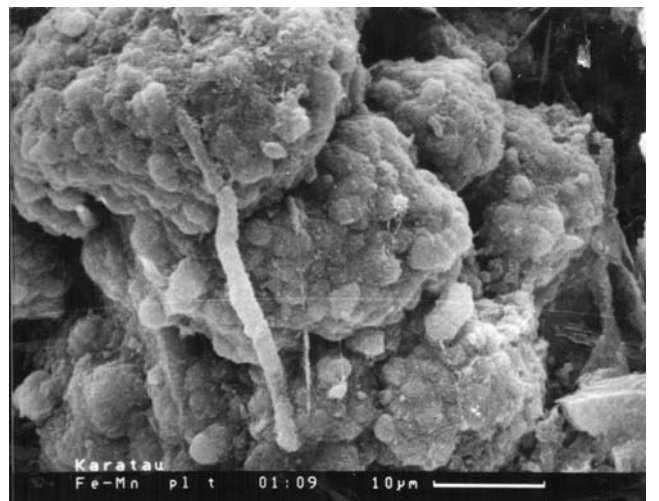
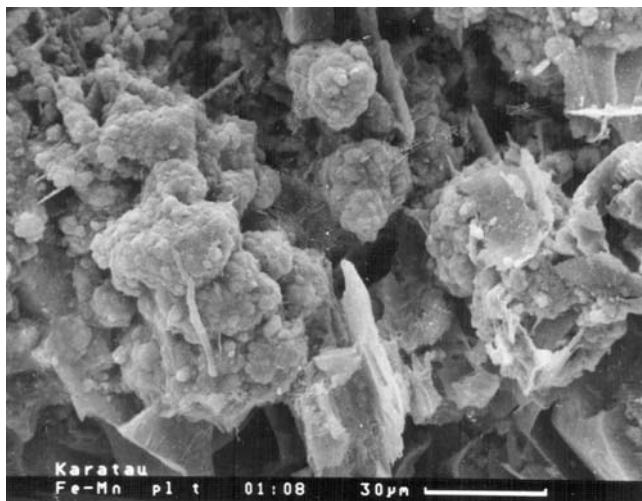




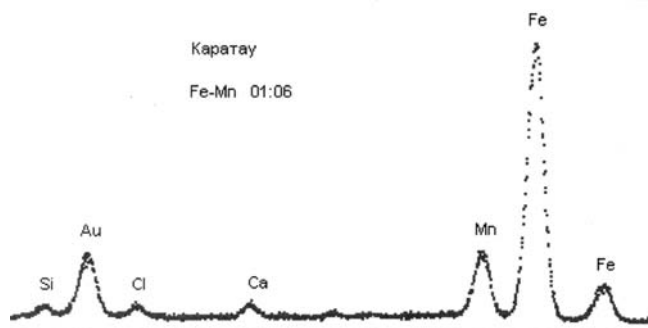
Фиг. 16. Продукты выветривания здесь и далее. Пористые шлакоподобные участки



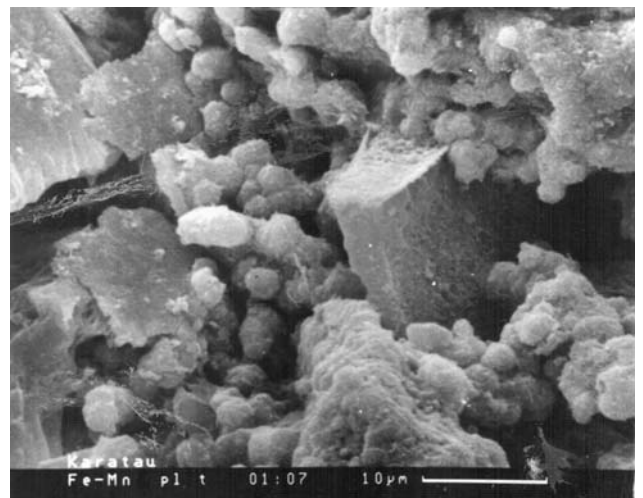
Фиг. 17. То же, более детально, вероятно, с реликтами первичных пород



Фиг. 18–19. Преобладающее строение продуктов выветривания из колоний кокковидных форм с редкими нитями



Фиг. 20. ЭДС фиг. 21. Характерно преобладание железа над марганцем



Фиг. 21. Развитие кокковидных форм

## ГЛАВА 7. ДОКЕМБРИЙСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

### 7.1. Марганцевые и железомарганцевые руды КНР

*Иен Лейминь, Э.Л. Школьник* (с учетом данных по [470, 471])

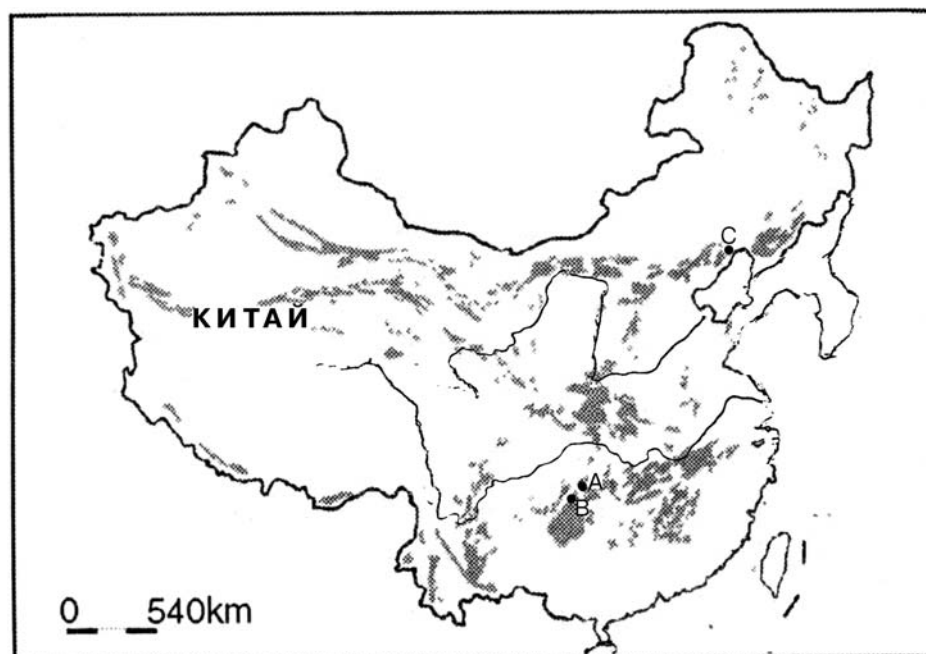
КНР обладает значительными запасами марганцевых и железомарганцевых руд, что и позволило ей выйти на первое место в мире по добыче и переработке таких руд. Более 70% этих руд в стране осадочные, 15% супергенные [281]. Осадочный тип включает 4 подтипа: аргиллитовый ( $Pt_2$ ,  $Tg_2$ ), черносланцевый ( $Sn_1$  и  $Sm$ ,  $P$ ,  $O_2$ ), карбонатный ( $Tg_2$ ,  $C_1$ ), кремнисто-аргиллитово-известняковый ( $D_3$ ,  $C_1$ ). Максимум учитываемых запасов приходится на протерозойские — около 10% общих запасов и синийские (25%) руды, а на палеозойские — около 30%, триасовые — около 10%, четвертичные — около 20% соответственно, в то время как в остальном мире резко преобладают месторождения протерозойского и третичного возраста.

Тектоническая позиция большей части марганцевых месторождений страны — приуроченность к платформенным обстановкам, особенно к краевым зонам платформ, в том числе и к таким своеобразным платформам, как платформа Янцзы, по общепринятым среди китайских геологов представлениям — весьма мобильная.

Настоящий раздел составлен на основе представленных нашим китайским коллегой, сотрудником Нанкинского института геологии и палеонтологии АН КНР доктором Иен Лейминем (Yin Leiming) статей в фотографии в СЭМ органических остатков в марганцевых рудах. Соавторы благодарны ему за возможность привести в настоящей работе эти весьма интересные и показательные данные. Он просмотрел раздел и сделал существенные замечания, которые учтены.

Ниже рассматривается марганцевое, иногда с железом, оруденение в протерозойских и синийских месторождениях КНР, в целом составляющих более трети всех запасов соответствующих руд страны [467, 466, 469, 377].

#### 1. Средне-позднепротерозойские марганцевые и железомарганцевые руды юго-запада КНР: месторождение Вафанжи, запад провинции Ляоинь (рис. 1)



**Рис. 1.** Карта размещения марганцевых и железомарганцевых месторождений докембрийского возраста КНР (по 471).

А — месторождение Хуаюнань, западная часть провинции Хунань; В — месторождение Сантао, восточная часть провинции Гуйчжоу; С — месторождение Вафанжи, западная часть провинции Ляоинь.

В провинции Ляолинь марганцево-рудные слои залегают в составе формации Телин (рис. 2 колонка С), возраст марганцевоносной серии которой около 1200 млн. лет. Здесь мощность формации достигает 70 м. В верхней части формации развиты тонкослоистые кремнистые известняки, а собственно марганценоносная серия приурочена к средней части формации. Ее нижние части состоят из слоистых доломитов с линзообразными телами кварцевых песчаников в верхней части. Нижележащая формация Конджуциань, мощностью 130–170 м состоит из черных карбонатных сланцев и имеет согласный контакт с формацией Телин. Нижнекембрийские конгломераты несогласно перекрывают формацию.

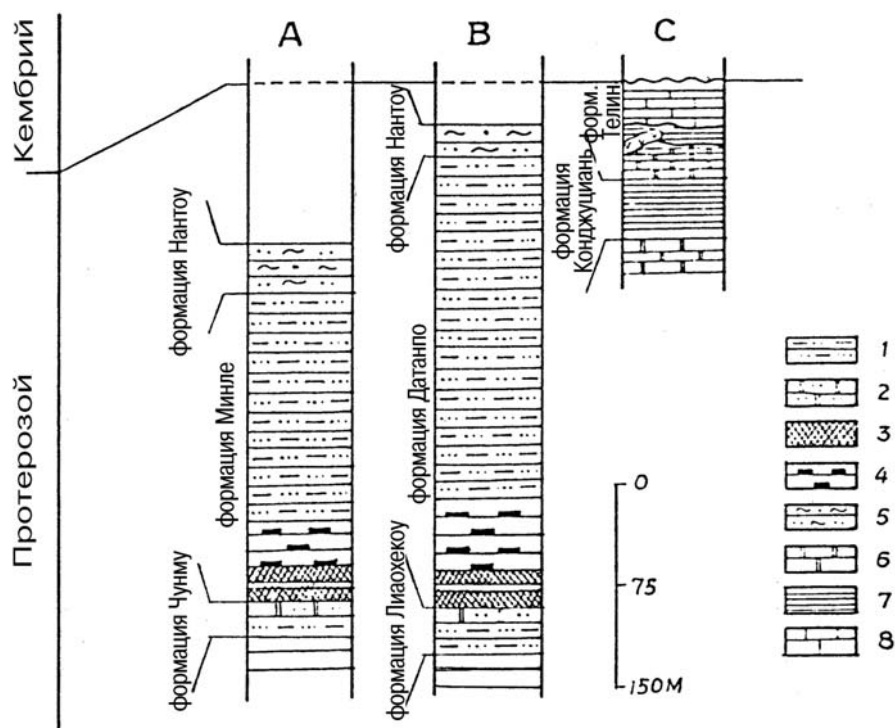
Марганцевоносная серия образована аргиллитами (мадстоунами) с конгломератами, включающими доломитовую гальку в основании, и доломитизированными известняками вверху. В аргиллитах карбонатные марганцевые руды присутствуют в виде стратифицированных и линзовидных тел, ассоциированных с алевритовыми сланцами. Руды Fe-Mn, содержания Mn — 16–33%, Fe — 15–20%. Содержание P в первичных карбонатных рудах 0,004–0,0095%, S — 0,5–1%. Руды родохрозитовые, манганит-родохрозитовые. Как и для других докембрийских руд КНР, с помощью стандартных методов мацерирования из рассмотренных руд были выделены микробиальные остатки, в том числе органостенные, почкоподобные микрофоссилии, аналогичные тому, что показаны на фиг. 1. Эти и ниже представляемые докембрийские органостенные микрофоссилии марганцевых и железомарганцевых руд КНР аналогичны формам, описанным из рифейских и вендских отложений территории бывшего СССР и Сев. Европы. В сложении руд рассматриваемого стратиграфического интервала участвовали формы сходные с *Sphaerocongregus* (или *Bavlinella*), подобные выделенным из более молодых руд докембрия КНР (см. ниже). На фиг. 2–7 представлены фотографии в СЭМ подобных микрофоссилий. Для них характерны определенные наложенные изменения, однако, окончательно не затушевывающие их сложение. Наиболее четко иногда представлены именно *Sphaerocongregus* (см. фиг. 5), но чаще их деградированные, разрушенные формы (фиг. 7). Представления китайских специалистов об условиях формирования этих руд рассмотрим ниже совместно для протерозойской и синийской эпох рудообразования.

## **2. Раннесинийские марганцевые месторождения юго-восточной части КНР, провинции Хунань и Гуйчжоу**

В провинции Хунань они известны на месторождении Хуаюнань, а в провинции Гуйчжоу — на месторождении Сонтао (см. рис. 1).

На месторождение Хуаюнань развита рудоносная формация Минле (см. рис. 2, колонка А), мощность которой достигает 216 м. В верхней части формации развиты серые сланцы и темно-серые алевриты, перемежающиеся с тонкими прослоями черных сланцев и серо-черных полосчатых марганцевых карбонатов. Массивные марганцевые карбонаты, находящиеся в основании формации, характеризуются меняющейся мощностью в пределах 0–75 м. Формация согласно перекрывает формацию Чунму и согласно же перекрывается известными тиллитами Нантоу. Возраст марганцевых руд  $728 \pm 27$  мл. л. по рубидий-стронциевому методу. Характер минеральных форм подобен рудам месторождения Вафанжи. Марганцевый карбонат преимущественно родохрозит, Са-родохрозит, Mg-родохрозит, Mg-Са-родохрозит и Mn-доломит. Руды бедные, около 15–16% Mn, Fe — 3,6%, P — 0,24%. Коккоидные микроостатки довольно широко распространены в рудах (фиг. 8–11), но не всегда четки. Довольно близки к рассмотренным рудам и руды формации Датанпо провинции Гуйчжоу, округ Сонтао (рис. 2, колонка В). Формация имеет мощность 90–570 м. В верхней части она состоит из желтовато-зеленых аргиллитов, переслаивающихся с тонкозернистыми песчаниками. Средняя часть образована желтовато-зелеными алевритистыми аргиллитами. В нижней части распространены серо-черные сланцы, обычно содержащие марганцевые карбонаты вблизи основания. Формация согласно перекрывает формацию Лиаохекоу и перекрывается несогласно тиллитами Нантоу. Mn руды в основании формации Датанпо образуют стратифицированные и линзовидные тела, протягивающиеся по латерали на 400 м, и имеют мощность 7–65 м. Марганцевые карбонаты плотные, как массивные, так и полосчатые. Они содержат 10–25% Mn, отношение Mn/Fe — 4,75/6,79, отношение P/Mn — 0,0075/0,0163. В минеральном отношении развита кальцит-родохрозитовая серия, изменяясь через родохрозит, Са-родохрозит, Са-Mg-родохрозит, Mg-мангано-кальцит, Mn-кальцит.

Органических остатков в рудах месторождения также довольно много. Выделенные мацерированием органостенные микрофоссилии представлены на фиг. 12, а установленные в СЭМ — на фиг. 13–17. В числе последних присутствуют как сравнительно хорошей сохранности *Sphaerosongregus*, так и относительно деградированные, измененные формы.



**Рис. 2.** Стратиграфические колонки марганцевых и железомарганцевых месторождений докембрийского возраста КНР: А — Хуаюнань; В — Сантао ; С — Вафанжи.

1 — песчаные глинистые сланцы; 2 — песчаные доломиты; 3 — марганцевые руды; 4 — черные глинистые сланцы; 5 — туфиты; 6 — доломиты; 7 — глинистые сланцы; 8 — известняки (по 470).

Соотношение между микробиотой и содержаниями марганца и железа во всех рассмотренные выше типах докембрийских руд отчетливо взаимосвязаны. В породах с минимумом содержаний рудных компонентов — черных сланцах и карбонатах биота доминирует в виде сравнительно крупных форм эвкариотных водорослей. С увеличением содержания Mn и Fe крупных форм становится значительно меньше. В богатых рудах цианобактерий несравнимо больше, а крупных водорослевых форм весьма мало. Китайскими исследователями предполагается, что вторые характерны для более открытых бассейнов, а первые — для лагунных, полуизолированных прибрежных участков. Подток талых ледниковых вод мог позволять доминировать одному виду организмов и здесь важно напомнить, что вышележащая формация Нантоу сложена тиллитами. Важным контролем, по их мнению, могло быть содержание кислорода в водах таких бассейнов в поверхностном слое осадка, также влияющем на разнообразие и морфологию микроорганизмов. Ими подмечено, что сланцы, содержащие обильные микрофоссилии, всегда включают больше рудных тел, что указывает на влияние микробиальной популяции на отложение железа и марганца.

Предполагается, что марганец поступал в бассейн в виде бикарбонатов с континента, а также с вулканическими эрупциями и гидротермальными растворами — их окисление тоже могло быть причиной истощения кислорода в водах. В такой обстановке только цианобактерии и могли доминировать. Образованные при этом хелаты металлов могли, по мнению китайских исследователей, минерализовать стенки чехлов цианобактерий. Минерализованные цианобактерии должны были также отмирать, если условия изменились, вследствие, например, сульфатредукции. Такая интерпретация поддерживается тем, что микрофоссилии кажутся более обильными в марганцево-рудных фациях с возрастающим содержанием марганца, и эти же фоссилии наиболее деградированы в богатых марганцем образованиях. Такими представляются микрофоссилии из полосчатых марганцевых карбонатных руд (фиг. 13) и плотных массивных руд (фиг. 15 и 7). Сле-

дует отметить, что из богатых марганцевых карбонатов провинции Хунань были выделены и определены битумы, насыщенные и ароматические углеводороды и фенантрены, что прямо указывает на высокую биологическую активность при отложении богатых марганцем осадков.

### 3. Позднесинийские марганцевые месторождения юго-востока КНР, провинция Сычуань

К ним относится месторождение Гаоянь в провинции Сычуань, которое связано с формацией Душанто, общей мощностью около 100 м (рис. 3 и 4). В низах ее развиты красные аркозовые песчаники и зеленовато-серые сланцы. Вышележащая рудоносная пачка (27,5 м) сложена серицитовыми и черными сланцами с карбонатными марганцевыми рудами вблизи самых верхов формации. Выше согласно залегает формация Денин до 200 м мощностью. Последняя в нижней части существенно карбонатная с прослоями черных сланцев. В верхней половине этой формации развиты темные сланцы и чередующиеся сланцы, известняки и кремни.

Содержания Mn в рудах колеблются от 13 до 25%, железа не превышает 6–9%, но обычно не более 2–3%,  $P_2O_5$  обычно не более 0,5%,  $SiO_2$  не превышает 10–15%,  $C_{орг.}$  — 2,8%. Мощность слоев руд обычно не превышает 3–4 м.

Выделено несколько типов руд. Массивные руды состоят из сфероидов диаметром 0,01–0,06 мм, с концентрическими слоями Са-родохрозита и наиболее богатые  $C_{орг.}$ . Тонкослоистые руды включают слои 0,1–0,3 мм Са-родохрозита (фиг. 18). Сфероидальные слоистые руды (фиг. 19) имеют слои до 3 мм толщиной, сложенные сфероидами Са-родохрозита, причем грубые сфероиды в скрещенных николях дают радиальное волнистое погасание (фиг. 20–26). При этом сфероиды с видимым фибровым сложением характеризуются крайне высокими содержаниями марганца — до 47,2%. Собственно, сфероидальные руды двух типов. Первый тип сложен варьирующими по размерам (0,02–2 мм) сфероидами, окруженными черными или белыми оболочками ОВ или родохрозита. Другой тип образован преимущественно более крупными розовыми или белыми сфероидами (фиг. 25 и 26), а матрикс сложен сфероидами Са-родохрозита и пирита фрамбоидального сложения (фиг. 27 и 28).

Цианобактерии установлены в массивных и сфероидально-слоистых рудах и идентифицированы в первых как *Sphaerocongregus variabilis*, которые присутствуют в виде колоний (до 20 мкм в поперечнике) (фиг. 29 и 30). В сфероидальных рудах установлены *Eoentophysalis* sp. (фиг. 31). К другим минерализованным остаткам относят фрамбоидальные агрегаты разного состава —

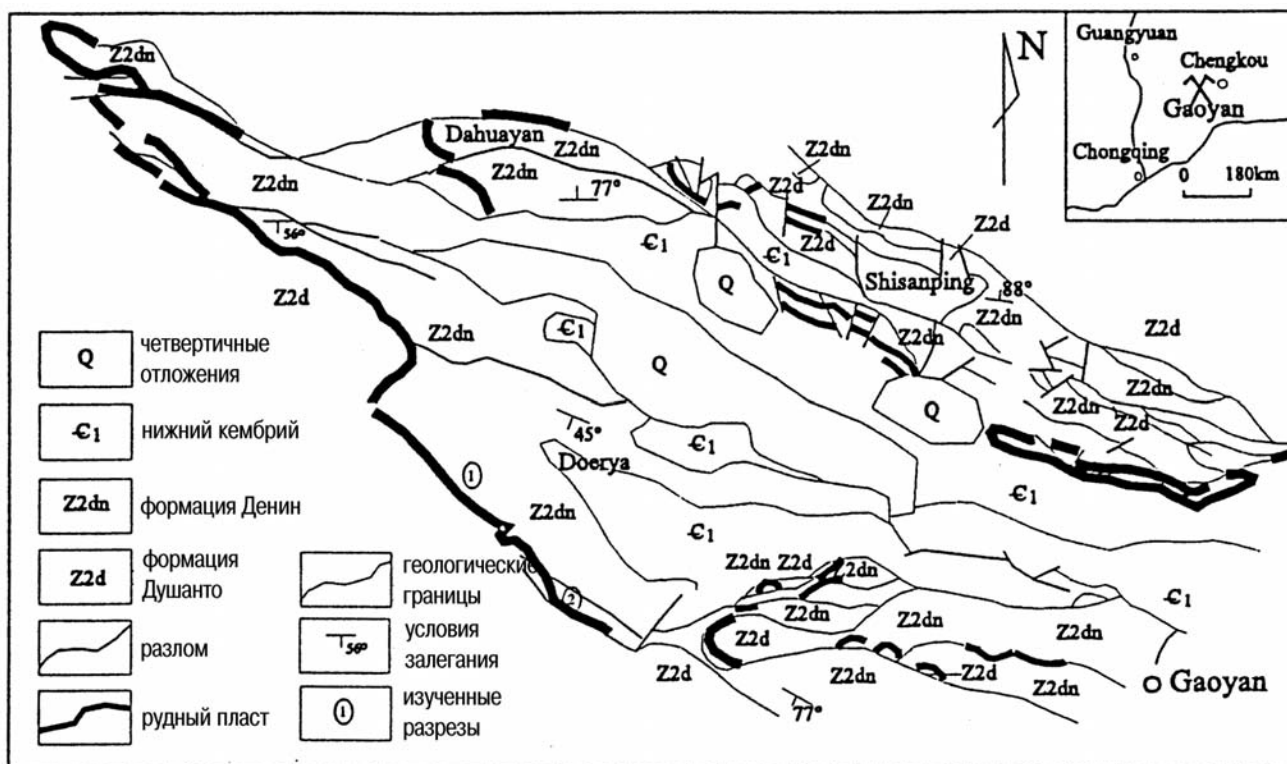


Рис. 3. Геологическая карта района месторождения Гаоянь (по 377)

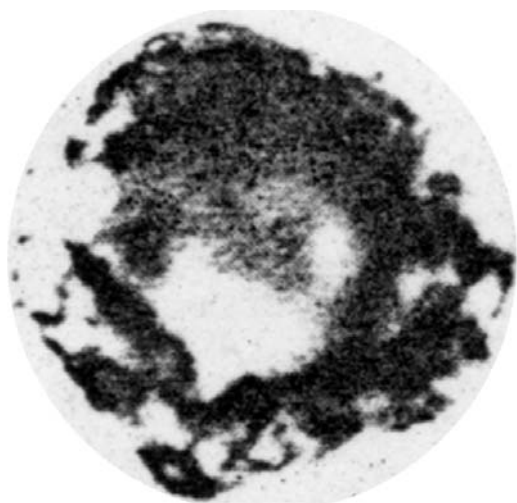


пиритового, магнетитового, Са-родохрозитового и кремнистого. Специальное изучение ОВ и керогена руд показало, что руды претерпели заметные катагенетические преобразования, что хорошо объясняет некоторые их особенности — сфероидальность, определенную перекристаллизацию. Газовая хроматография керогена показала присутствие характерных биомаркеров — гопана и стерана, которые указывают, что ОВ руд, вероятно, происходит из бактериальных и водорослевых источников.

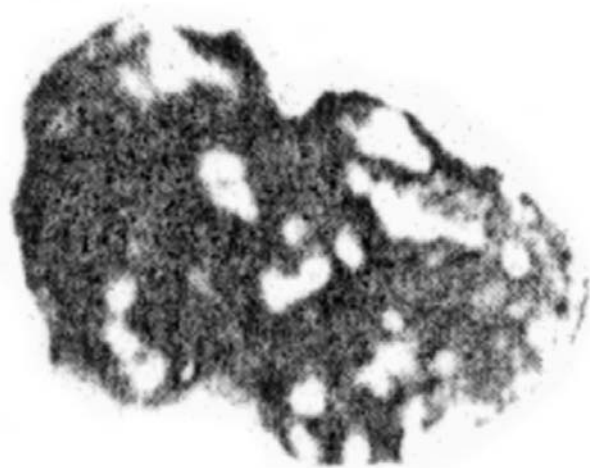
Еще одна особенность характерна для позднесинийской марганцевой минерализации юго-востоке КНР — это тесная пространственно-временная ассоциация с фосфоритами. Как известно, юго-восточная часть КНР, в частности, платформа Янцзы — один из важнейших районов развития фосфоритов в мире, преимущественно синийского — раннекембрийского возрастов. Фосфориты, в частности, приурочены к синийским формациям Денин и Душанто [311]. Рассмотренное месторождение Гаоянь связано с субширотным синклиналием, сложенным породами формации Душанто, при этом, собственно месторождение приурочено к восточному крылу, а на западном крыле развиты фосфориты месторождения Тяньтайшань. Как теперь широко известно, фосфориты докембрия КНР являются [311] в основе своей биогенными отложениями, испытавшими фосфатное замещение. По имеющимся материалам китайских специалистов, с определенными уточнениями, марганцевая минерализация этих районов практически мало чем отличается по генетической направленности от фосфоритовой — в обоих случаях мы имеем по сути основополагающую роль биоса эпохи рудоотложения, который, прежде всего, выступает как объект для замещения рудным материалом, очевидно, быстро после отмирания организмов. По сути это репликация по биогенной матрице. При этом, соответственно, в обоих случаях такое замещение происходит с сохранением самых тонких деталей строения мягких и твердых частей организмов. Это заставляет предполагать, что такая модель рудоотложения не является исключительно специфической для какого-то одного типа руд, а должна рассматриваться как характерная для разных типов осадочной металлогении, соответствующей самым ранним этапам начального диагенеза. Таким образом, весьма интересные данные китайских исследователей также подтверждают развиваемые авторами настоящей работы идеи об условиях формирования марганцевого и железомарганцевого оруденения.

Верхний синий	Формация Денин <b>Z2dn</b>	4	64.1m	Верхняя часть состоит из черных кремней и переслаивающихся доломитов и кремней
			44.7m	Нижняя часть из кремней с прослоями глинистых сланцев
		3	13.2m	Темно-серые глинистые сланцы
		2	58.2m	Массивные доломиты с тонкими прослоями кремней в верхней части
	1	25.6m	Известняки с черными глинистыми сланцами в верхней части	
	Формация Душанто <b>Z2d</b>	2	27.5m	Доломиты и глинистые доломиты с карбонатными глинистыми сланцами в верхней части
		1	68.1m	Серицитовые глинистые сланцы с черными сланцами и марганцевыми карбонатными рудными слоями в верхней части
				Зеленовато-серые глинистые сланцы
				Серовато-белые и пурпурно-красные аркозовые песчаники

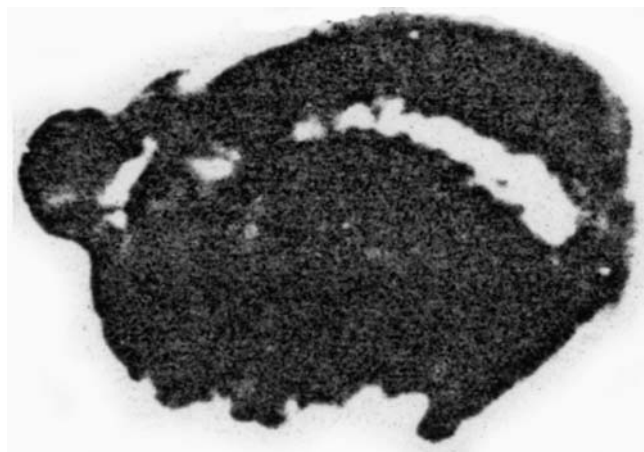
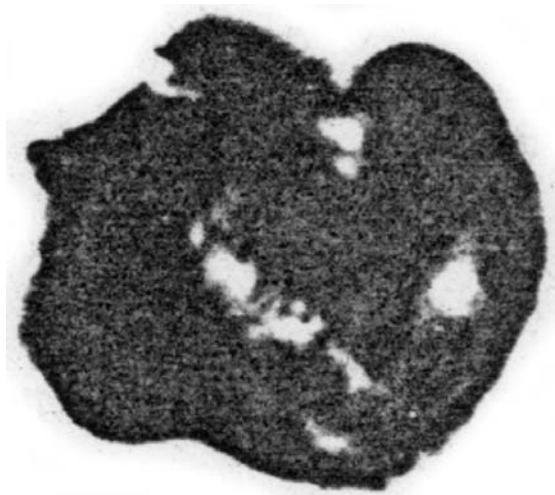
Рис. 4. Стратиграфическая колонка позднего синия марганцевого месторождения Гаюянь (по 377).



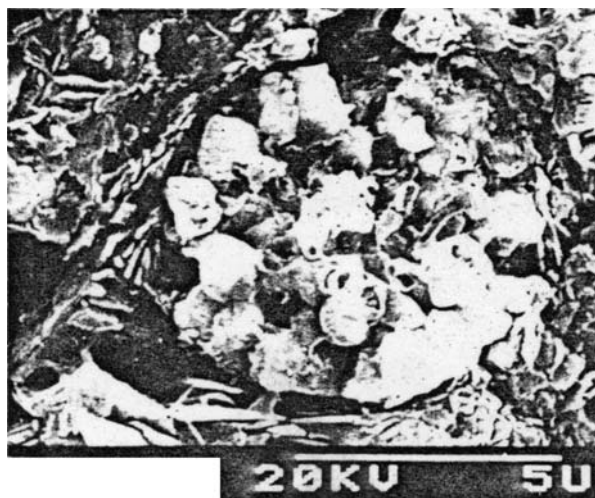
Фиг. 1. Выделенная мацерированием из железомарганцевых руд органостенная микрофоссилия. Опт. микр. увел.600+. Формация Телин, м-ние Вафанжи (по 470)



Фиг. 2. Органостенная микрофоссилия в железомарганцевой руде. Формация Телин, м-ние Вафанжи. Здесь и далее, до указания, фотография в СЭМ (фото Иен Леймин)



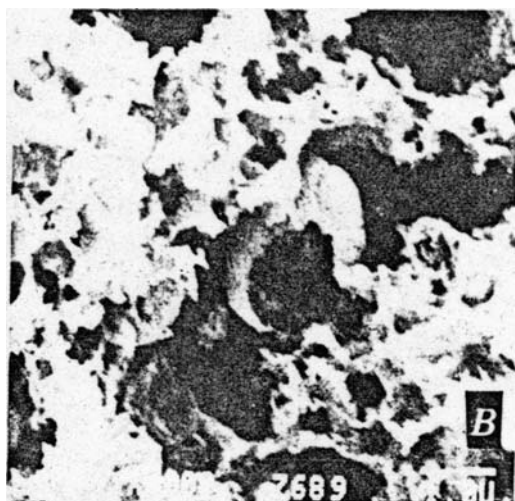
Фиг. 3–4 То же



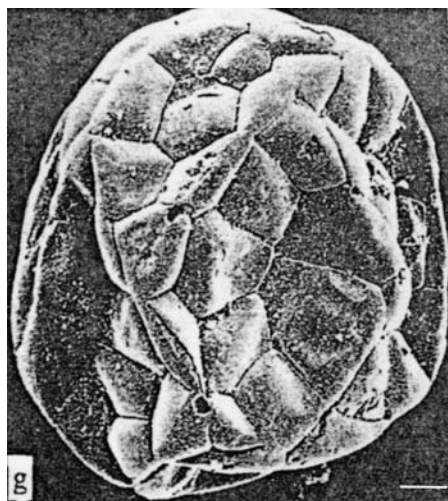
Фиг. 5. Остатки *Sphaerocongregus* (или *Bavlinella*) в марганцевой руде. Формация Минле, м-ние Хуаюань (по 470)



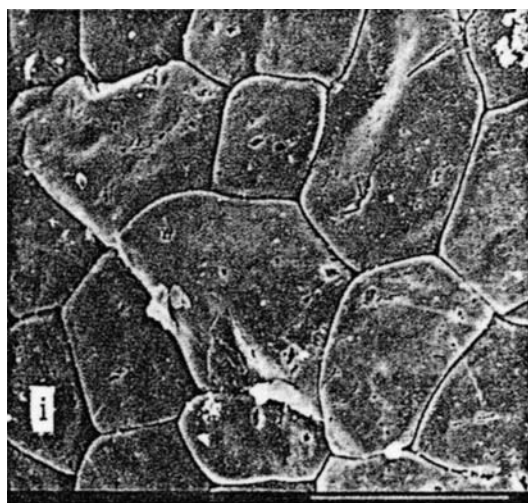
Фиг. 6. То же



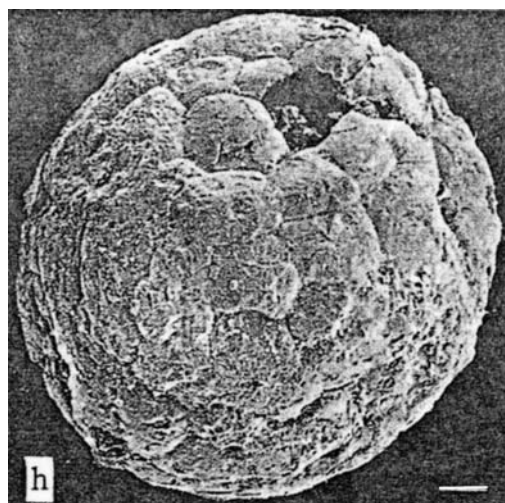
Фиг. 7. Измененные наложенными процессами формы *Sphaeroscongregus* (?) в марганцевой руде. Формация Минле, м-ние Хуаюань



Фиг. 8. Выделенные мацерированием из марганцевой руды остатки органостенных микрофоссилий. Оптич. микр., увел.300-600+. Формация Минле, м-ние Хуаюань (по 471a)



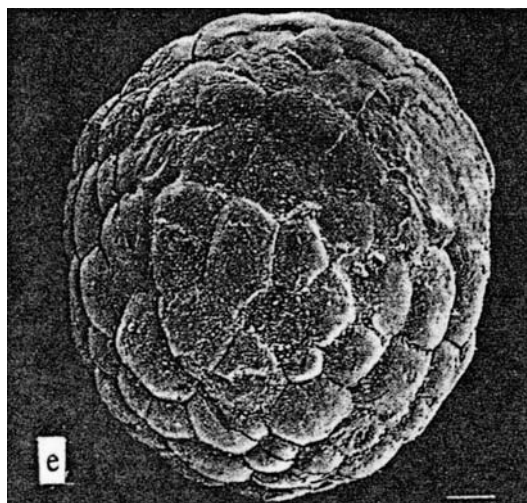
Фиг. 9. Остатки коккоидных микрофоссилий в марганцевой руде. Формация Минле, м-ние Хуаюань. Здесь и далее до указания фотографии в СЭМ (фото Иен Леймин)



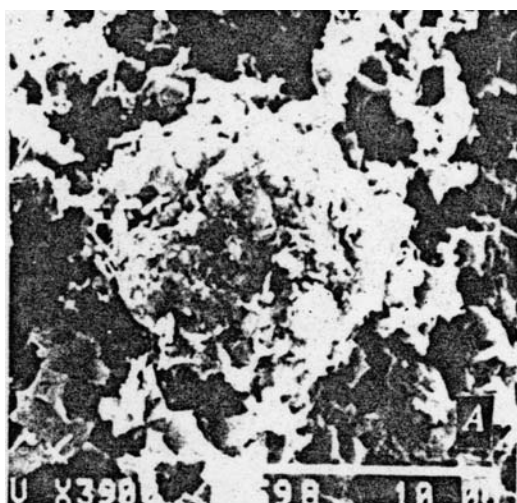
Фиг. 10–11. То же



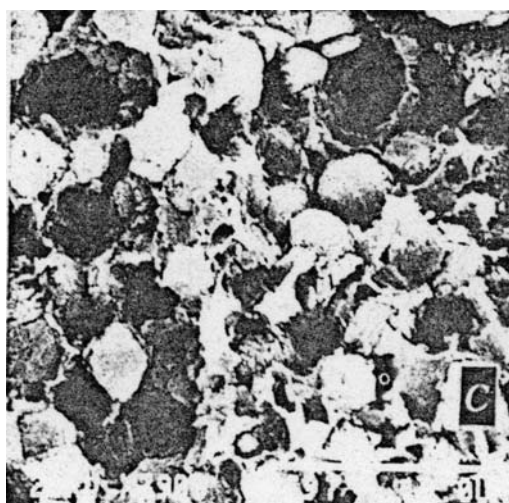
Фиг. 11.



Фиг. 12. Выделенные мацерированием из марганцевой руды остатки органостенных микрофоссилий. Формация Дотанпо, м-ние Сонтао. Оптич.микр. увел.300-600+



Фиг. 13. Остатки *Sphaerosongregus* (или *Vavlinella*) в марганцевой руде. Формация Дотанпо, м-ние Сонтао. Здесь и далее до указания фотографии в СЭМ (по 470)



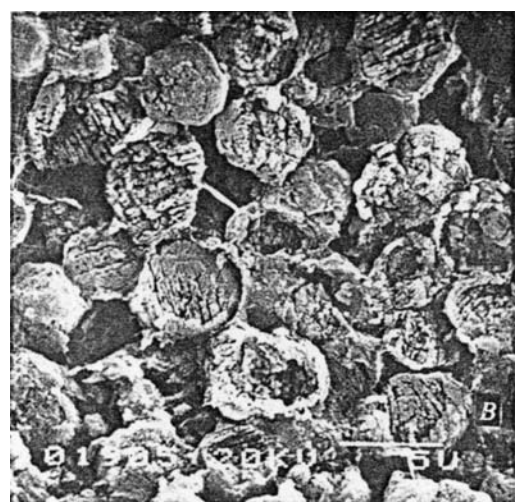
Фиг.14–16. То же.



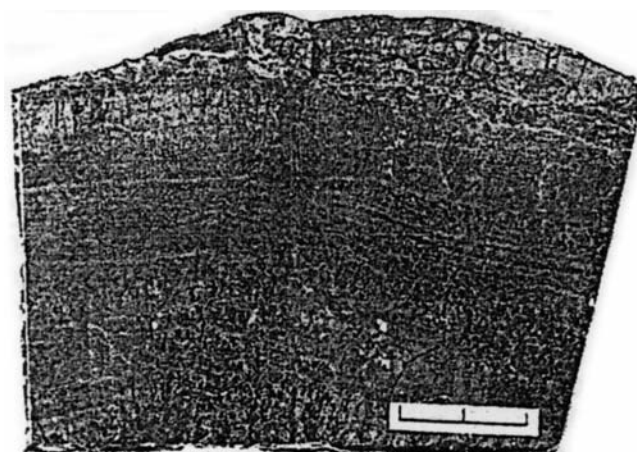
Фиг. 15.



Фиг. 16.

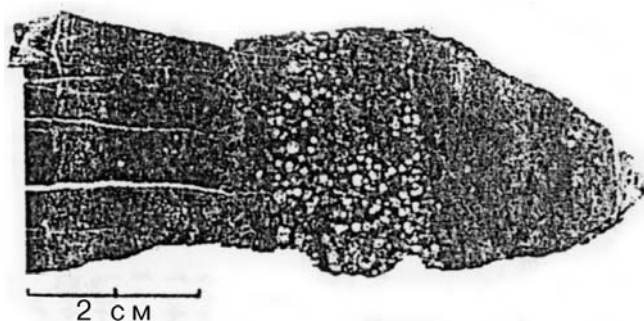


Фиг. 17. То же, но остатки заметно изменены (470)

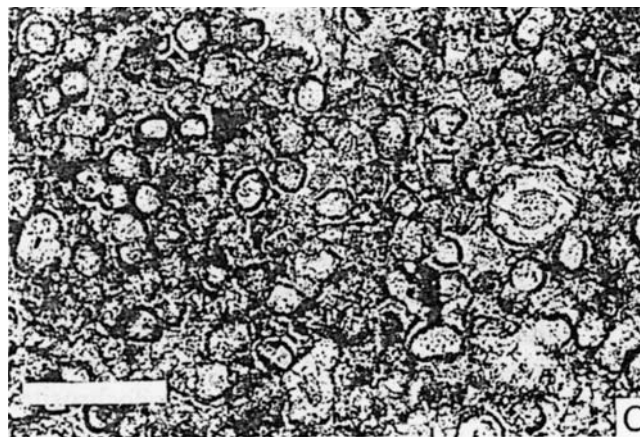


Фиг. 18. Слоистая марганцевая карбонатная руда. Полированный образец, шкала 2 см. Формация Душанто, м-ние Гаоянь (по 470)

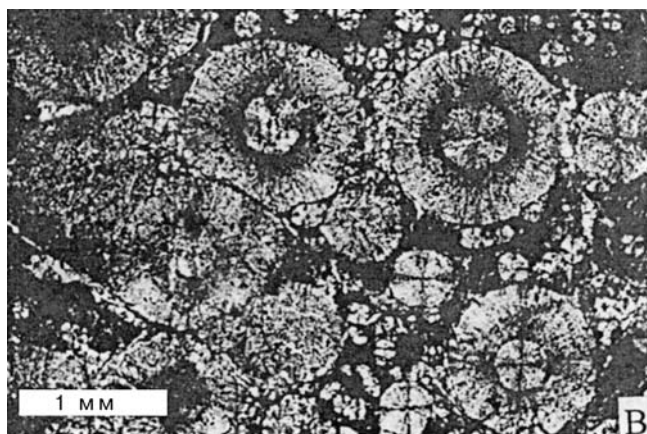




Фиг. 19. Сфероидальная, полосчатая марганцевая карбонатная руда. Полированный образец, шкала 2 см. Формация Душаньтуо, м-ние Гаоянь (по 377)



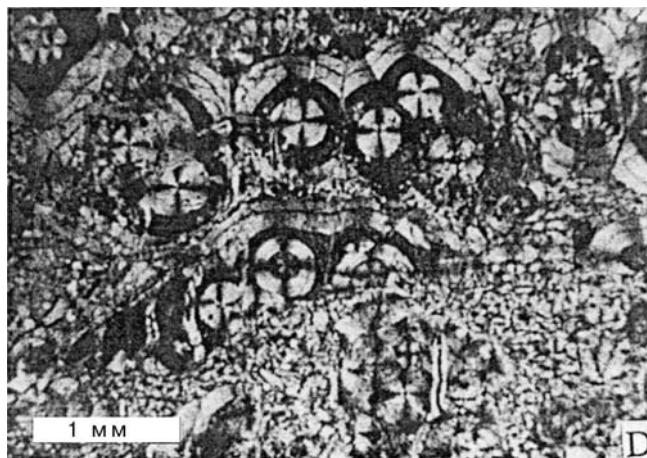
Фиг. 20. Грубые Са-родохрозитовые сфероиды с черными кольцами ОВ, фибровой структурой и радиальным угасанием. Николи X. Здесь и далее до указания — оптич. микр., шкала 1 см. Формация Душанто, м-ние Гаоянь (здесь и далее до конца по 377)



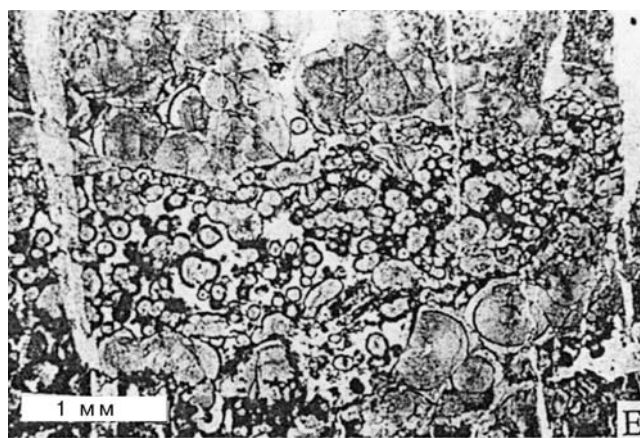
Фиг. 21. То же



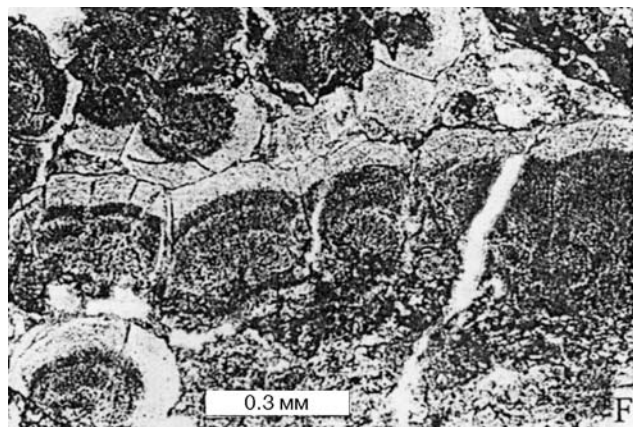
Фиг. 22. Агрегаты сфероидов Са-родохрозита (белое) и выделения ОВ (черное). Николи II



Фиг. 23. То же, николи X

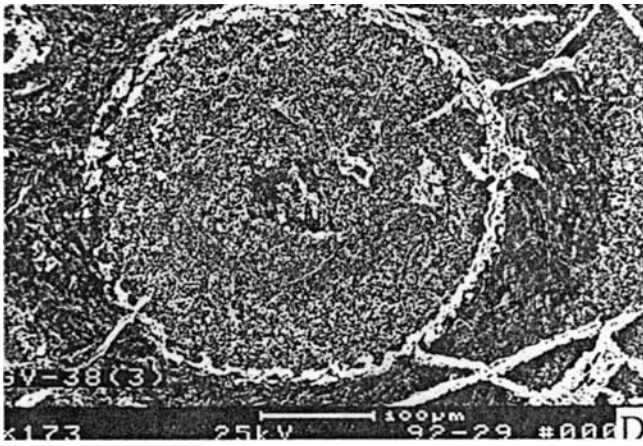


Фиг. 24. Различные размеры сфероидов Са-родохрозита в полосчатой руде. Николи II

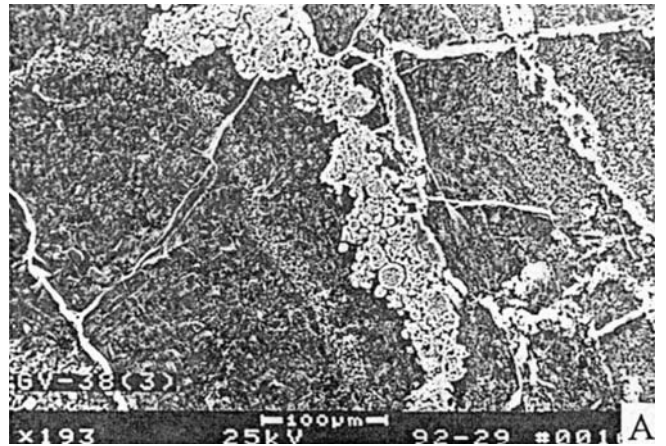


Фиг. 25. Родохрозитовые сфероиды с черными концентрическими полосками ОВ. Николи II

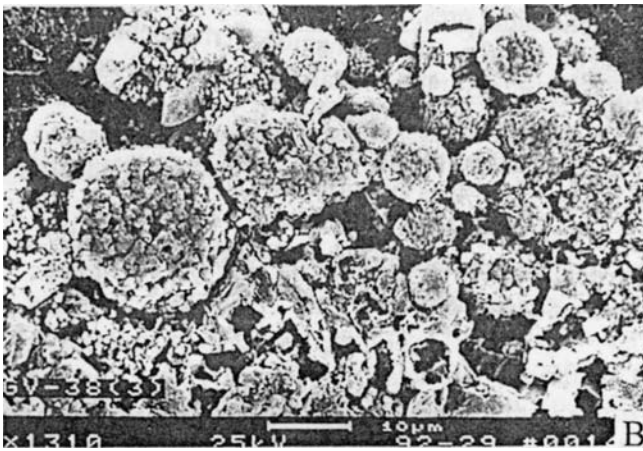




Фиг. 26. Сфероид Са-родохрозита с внешним кольцом из кремния (белое). Здесь и далее — фото в СЭМ



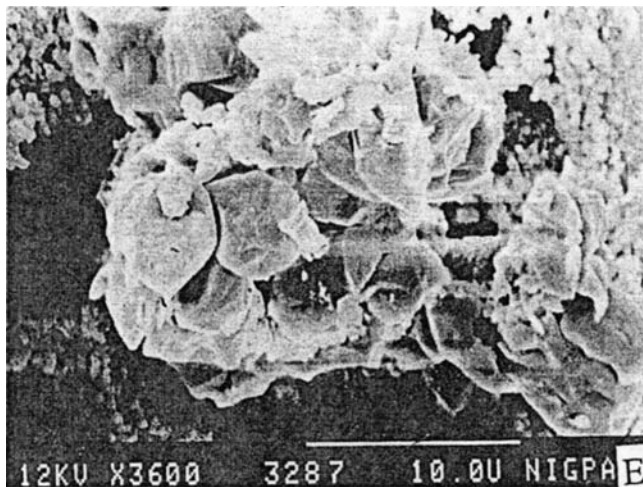
Фиг. 27. Полоска (в центре, светлое) из агрегатов фрамбOIDов пирита в марганцевой карбонатной руде



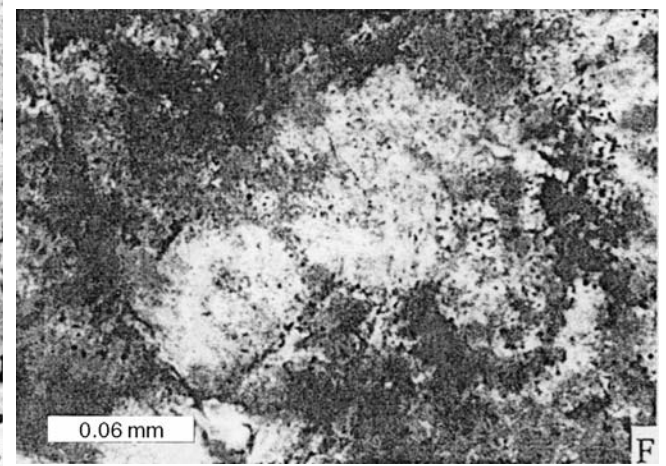
Фиг. 28. То же, при большем увеличении



Фиг. 29. Скопления *Sphaerocongregus variables* в карбонатной марганцевой руде



Фиг. 30. То же



Фиг. 31. Остатки *Eoentophysalis sp.* в карбонатной марганцевой руде. Оптич. биол. микр., николи П

## 7.2. Марганцевое месторождение Маматван, бассейн Калахари, ЮАР

*В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

Марганцевые руды пустыни Калахари (провинция Северный Кейп, ЮАР) приурочены к отложениям формации Хотазель (рис. 1), которые вместе с вышележащими карбонатными породами формации Моондраай составляют подгруппу Вельватер, входящую в свою очередь в группу Постмасбург формации Трансвааль нижнего протерозоя.

Отложения формации Хотазель в пределах марганцеворудного поля Калахари залегают на андезитовых лавах (пиллоу-лавы) формации Онгелук и согласно перекрываются комплексом терригенно-карбонатных пород формации Моондраай. Последняя представлена мощной толщей доломитов, доломитистых известняков, местами строматолитовых, переслаивающихся с карбонатизированными глинами, кремнистыми сланцами и, местами, лавами основного и среднего состава.

В нижней части формации Хотазель залегает слоистая толща гематит-кварцевых пород — железистая слоистая подформация, относящаяся к типу BIF (Bandet Iron Formation). Она представлена переслаиванием красно- и сероцветных слоистых железистых силицитов с прослоями джеспилитов. Выше залегает толща лютитов, обогащенных железом и марганцем, представленная чередованием пластов, соответственно обогащенных в разной степени различными минералами оксидов железа и марганца: гематитом, яacobситом, браунитом, браунитом-2, гаусманитом, биксбиитом и др. В составе этих горизонтов по разрезу толщи в разном количестве присутствуют карбонатные минералы: родохрозит, манганокальцит и кутнагорит.

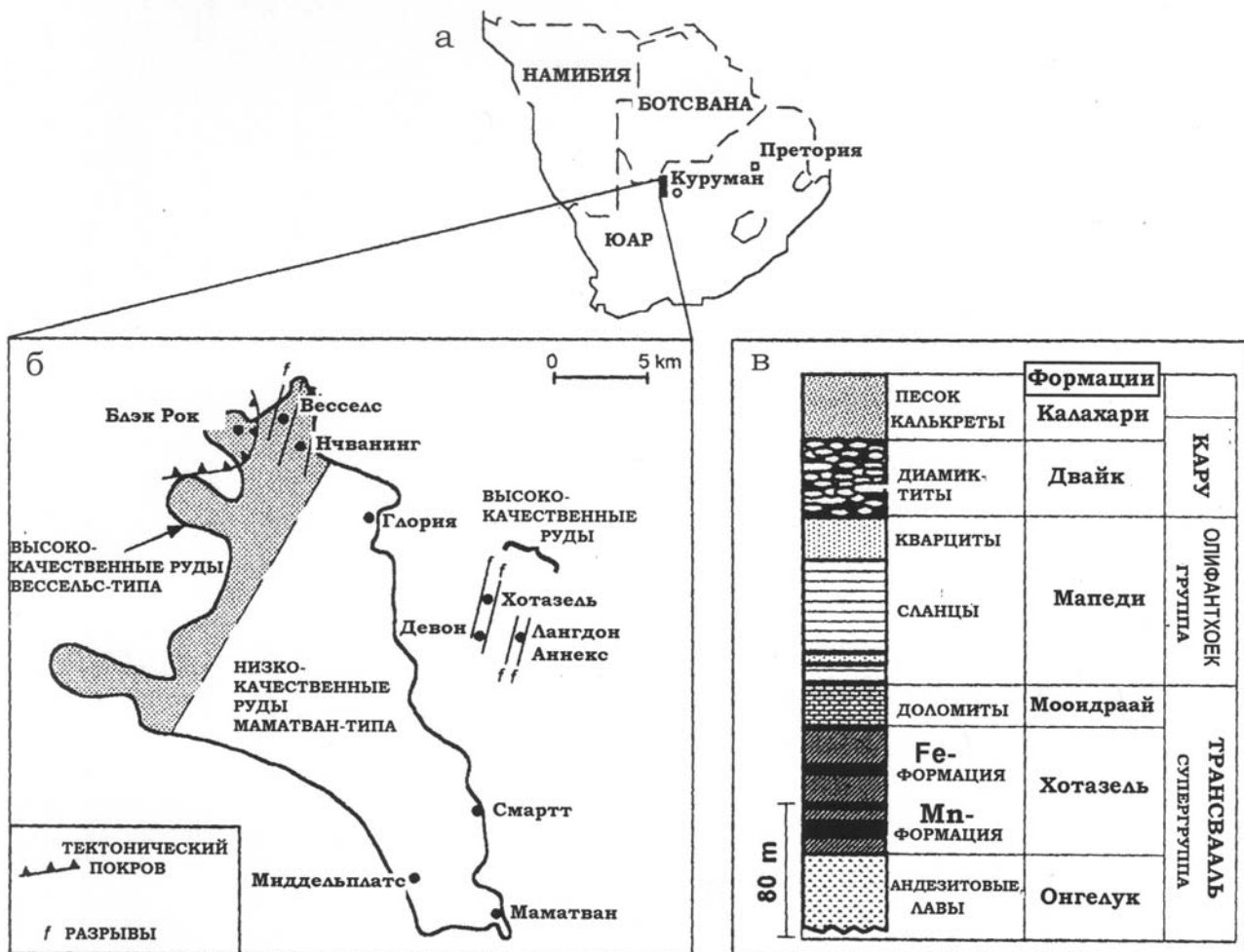


Рис. 1. Схематическая палеогеологическая карта и разрез марганцеворудного поля Калахари (по 350)

В зоне древнего гипергенеза, соответствующей коре выветривания геологического времени прокару (верхний палеозой), в составе пород присутствует пиролюзит и псиломелан. Окисленные руды этой зоны обычно относятся к богатым, промышленно ценным рудам.

В структурном отношении район марганцеворудного поля Калахари расположен севернее железомарганцеворудного района Постмасбург и приурочен к синклинали Димотен, заполненной преимущественно лавами формации Онгелук и вышележащими отложениями формаций Хотазель и Мооидраай. В верхнем палеозое (прокару) в центральной части синклинали породы были сильно эродированы ледником и заполнены отложениями формации Двайк (тиллиты), заполняющими, как считается, троговую долину. Все породы перекрываются современными отложениями формации Калахари.

Несмотря на относительно слабое проявление складчатых деформаций, отложения интенсивно проработаны разрывными нарушениями надвигового типа; в разрезах отмечаются многочисленные тектонические покровы, приводящие к повторению и чередованию пород, в том числе и рудной толщи (м-ие Блэк Рок).

Марганцевые руды рудного поля Калахари относят к стратиформным. Рудная толща в пределах восточной части марганцеворудного поля залегает под отложениями формации Калахари на глубине от 8–10 до 60–70 м, погружается на запад — юго-запад под углом 10–20 градусов и в пределах западной части поля может достигать глубин порядка 800–1000 м. Рудный пласт разбит системой разломов северо-восточного простирания. В некоторых случаях к разломам приурочены дайки бостонитов.

Наиболее близповерхностное залегание рудной толщи, где добыча марганцевых руд проводится (или проводилась) открытым способом, выявлено на нескольких участках: на южном окончании рудного поля — одно из крупнейших в мире месторождение Маматван, вдоль восточной границы марганцеворудного поля — месторождения Смарт и Перт, на севере — Блэк Рок.

В разрезе рудной пачки выделяется три рудных тела: нижнее, среднее и верхнее. Однако экономически выгодным является только нижнее. Его мощность достигает 45 метров (месторождение Маматван), оно и обрабатывается на месторождениях.

В целом марганцевые руды в разной степени подверглись процессам метаморфизма. Наименее измененные марганцевые (браунитовые) лютиты приурочены к южной и юго-восточной частям марганцеворудного поля (месторождения Маматван, Смартт и Риссик), в то время, как в северной (месторождение Глория) и, в особенности, северо-западной (месторождения Весселс и Блэк Рок) частях рассматриваемого бассейна отмечаются интенсивные преобразования исходных руд. Эти изменения носят метасоматический характер и приурочены, как правило, к тектоническим разломам.

В силу разной степени изменения исходных марганцевых (браунитовых) лютитов, марганцевые руды марганцеворудного поля Калахари (согласно Н. Бюксу) подразделяются на 5 типов.

1. Руды маматван-типа — первичные седиментационно-диагенетические руды с низким содержанием марганца. Они представляют собой карбонатсодержащие оксидные руды и сложены, в основном, браунитом, гаусманитом, кутнагоритом и манганокальцитом [53, 420, 440a]. Содержание Mn варьирует в пределах 20–40% при низких концентрациях Fe (4–6%); относительно высокие содержания  $\text{CO}_2$  — 12–18% и CaO — 14–16%.
2. Руды весселс-типа — представляют собой продукт гидротермального изменения исходных руд типа маматван. Они сложены преимущественно браунитом-2, биксбиитом и гаусманитом с незначительным содержанием кальцита. Содержания марганца варьируют от 38 до 51%, железа — от 9 до 20%, CaO — 4–6% и  $\text{CO}_2$  — в пределах 1–3% [390, 349].
3. Руды хотазель-типа — сложены преимущественно биксбиитом и гаусманитом и характеризуются содержанием марганца 44–46%, железа — 11–15%. Этот тип руд представляет собой комбинацию гипергенно- и гидротермально измененных исходных руд маматван-типа.
4. Гипергенно измененные руды типа маматван, развитые в зоне древнего гипергенеза под отложениями пород формации Калахари. Руды содержат 54–60%  $\text{Mn}_3\text{O}_4$ , 6–9%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 7–12%  $\text{SiO}_2$ .
5. Якобситовые руды — характеризуются низким отношением Mn/Fe; развиты в некоторых зонах и характеризуют латеральные изменение исходных руд типа маматван.

**Результаты нашего изучения.** Нами были изучены в оптическом микроскопе четыре образца и в СЭМ четыре образца руды типа маматван из месторождения Маматван (южная оконечность марганцеворудного поля Калахари, рис. 1), содержащих включения карбонатов.

Все исследованные образцы содержат в разных, варьирующих количествах в черной массе браунита и гаусманита тонкую примесь марганцевого карбоната. Кроме того, присутствуют обособления карбонатов разной формы, иногда достигающие 0,5 см в поперечнике: 1) в виде сохранившихся тонкозернистых слойков до 20–30 мм толщиной и длиной до первых см, часто отчетливо корродируемых основной черной браунит-гаусманитовой массой и содержащие ее включения неправильной формы; 2) округлые или близкие к этому мелкие обособления того же карбоната, часто также отчетливо корродируемые основной черной массой; 3) неправильной формы обособления такого же карбоната, часто с нечеткими ограничениями и такими же взаимоотношениями с основной черной рудной массой. По-видимому, исходные руды состояли из тонкозернистого марганцевого карбоната лютита, претерпевшими последующие изменения.

**Результаты изучения в СЭМ.** Было изучено 4 образца слабо измененных браунитовых лютитов месторождения Маматван (коллекция В.Н. Кулешова).

Образец Мам-02/04 характеризуется присутствием в неяснозернистой массе округлых и эллиптических включений (фиг. 1) длиной до 300 мк и более, шириной 200–300 мк. ЭДС этой части (фиг. 2) характеризуются высокими содержаниями Mn, Ca, Si, при низких количествах Mg, Fe, Al. Следовательно, можно предполагать манганокальцитовый состав образца с присутствием других марганцевых и железистых минералов. Детальное изучение включений (фиг. 3 и 4) показывает их грубую зернистость; участками по периферии сохраняются фрагменты оболочек концентрического строения, что может свидетельствовать об их первичной оолитовой природе.

В основной массе ясных и четких структур немного. Лишь участками видны нитчатоподобные структуры, изредка с отдельными кокковидными формами (фиг. 5–8, 10). При этом возможно, что некоторые из таких структур манганокальцитовые (фиг. 9), а другие — из оксидов марганца или переходных к брауниту (фиг. 11).

После травления этого образца проявились характерные особенности. Прежде всего резко выделились обособления на фоне депрессивных частей породы. Причем в последней выявились и еще более депрессионные участки, видимо, за счет растворения кальцита, находившегося между формами, сложенными существенно марганцевыми минералами. Строение таких максимально депрессионных участков показано на фиг. 12 и 13. Отчетливо видно, что в их строении принимает участие комплекс микробиальных форм: нитей длиной до 30–40 мк, обычно прямых и, видимо, с присутствием подчиненных кокковидных, палочковидных форм и нитей — сочетаний кокковидных форм (фиг. 14 и 15). Участками видны и кристалломорфные образования, указывающие на определенные процессы метаморфизации руд. Состав депрессионных участков (после травления и растворения кальцита?) существенно марганцевый (фиг. 16).

Возвышающиеся вытянуто-круглые и эллипсоидные обособления после травления остались плотными. Они, по-видимому, метаморфизованы, хотя просматриваются фрагменты-реликты нитей и других микробиальных форм (фиг. 17). Состав их аналогичен тем, которые обнаружены в отрицательных формах (фиг. 18).

Вмещающая масса, т.е. основная часть руды при небольшом увеличении (фиг. 19) пористая за счет растворения кальцита и просматривается как существенно кокковидная. Состав ее практически аналогичен указанным формам (фиг. 20). При большом увеличении (фиг. 21) в более пористой части отчетливо видно, что она сложена кокковидными и редкими нитчатыми формами.

В основной массе обнаруживаются и слоевидные участки разной ширины, значительной протяженности, высокопористые (фиг. 22–24). При больших увеличениях (фиг. 25–27) хорошо видно, что они сложены гроздьями кокковидных форм, крайне редко — нитчатыми формами. От основной массы такие слойковые формы, видимо, отличаются только большим количеством кальцита, который был растворен. При этом явно присутствуют и кристалломорфные формы, указывающие на метаморфизм руд.

Другие изученные образцы не подвергались травлению. Присутствующий в них Ca может указывать на присутствие кальцита.

Обр. Мам-1/04 отличается массивным сложением и присутствием сравнительно крупных нитчатых форм (фиг. 28). ЭДС его соответствует высоким содержаниям в руде Са и Мп (фиг. 29). Более детально строение нитчатых форм видно на фиг. 30. Основная масса руды заметно изменена, хотя все же просматриваются, даже без травления, отдельные кокковидные формы (фиг. 31). Вместе с тем, участками развиты кристаллические формы (фиг. 32), причем состав их характеризуется присутствием значительного количества Са (фиг. 33).

В образце установлено присутствие вытянутой палочковидной формы, представленной на фиг. 34 и 35. Вероятнее всего — это микрофоссилия, но неясного систематического положения.

В другом обр. Мам-4/04, участками пористом, слабо измененном (фиг. 36–38), просматриваются кокковидные формы. Однако, в большей части руда изменена, приобрела почти сливное сложение, по сути метаморфизована, с образованием кристаллических форм (фиг. 39). По составу это может быть слабо марганцовистый кальцит (фиг. 40). В некоторых случаях такая сливная, почти кристаллическая масса, хотя, еще сохранившая остатки окристаллизованных кокковидных форм, преимущественно состоит из железа, при незначительных количествах Мп (фиг. 41 и 42).

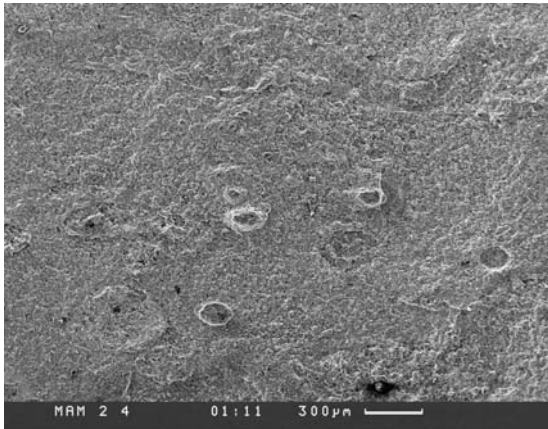
Образец Мам 3/04 слоистый или сланцеватый (фиг. 43), по-видимому, незначительно изменен и при больших увеличениях часто видно (фиг. 44 и 45), что он сложен микробиальной кокковидной массой, с раскристаллизованными участками (фиг. 46). Вместе с тем встречаются и слабо преобразованные участки, состоящие из кокковидных форм, существенно кальцитового состава (фиг. 48 и 49). Изредка наблюдаются пучки из нитчатых форм среди доминирующих кокковидных (фиг. 49). По составу они, по-видимому, марганцекальцитовые (фиг. 50).

Фиг. 51–53 — прозрачные шлифы, сфотографированные в оптическом микроскопе. На фиг. 51 представлен образец руды, в котором светлые тонкие прослои сложены карбонатом марганца, вероятно, с участием кальцита. Это явные реликты от первичного существенно карбонатного типа руды, поскольку в светлой части из него они и состоят. Вытянутые, иногда округлые, пунктирные светлые обособления состоят также из карбоната. Светлое в шлифах — это карбонат (как и на фиг. 52 и 53), черные массы — это смесь браунита, гаусманита, биксбиита, якобсита, гематита и др., развивающихся путем замещения первичных карбонатов. На фиг. 53 преобладают реликты преимущественно неслоистых карбонатов.

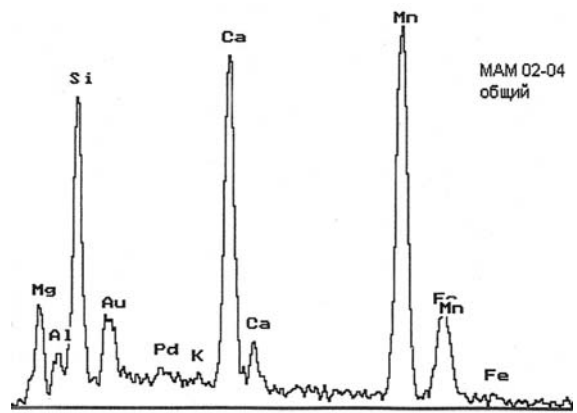
**Заключение по результатам изучения в СЭМ.** Полученные данные позволяют заключить о присутствии реликтов оолитов, участков скопления различных нитчатых форм, цепочек кокковидных форм, просто скоплений кокковидных форм и присутствии идеальной столбчатой формы. При этом обычны и кристаллические формы, которым мы не уделяли специального внимания. Они являются продуктами перекристаллизации первичных руд. Очень хорошо замещение первичных руд видно на фотографиях прозрачных шлифов.

Таким образом, первичные руды месторождения Маматкан с большой долей вероятности были карбонатными, возможно, оолитовыми, и в значительной части — микробиальными. Тонкая слоистость позволяет предполагать их строматолитовую природу. Если это так, то формирование части карбонатных руд месторождения Маматкан происходило на относительно небольших глубинах, в условиях, подобных полузакрытым бухтам. Руды месторождения метаморфизованы, перекристаллизованы и окислены, и в значительной степени утратили свое первичное строение.

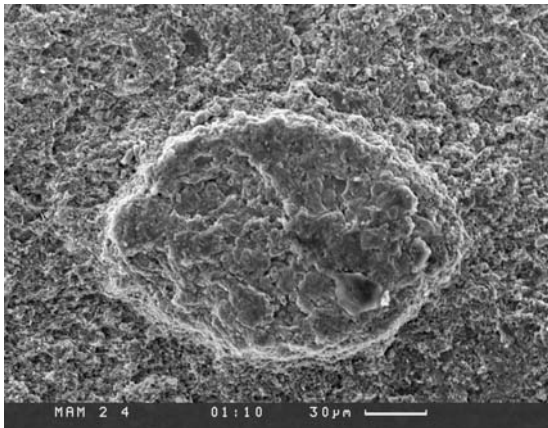




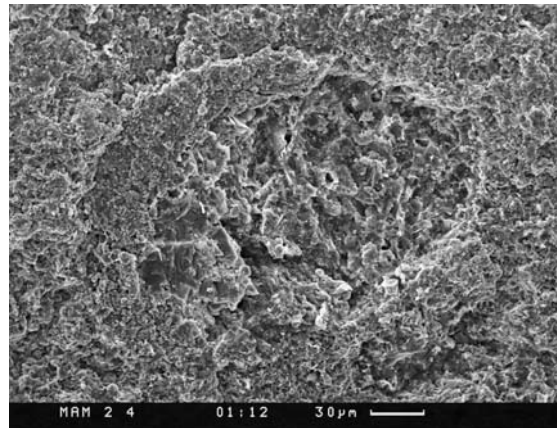
Фиг. 1.



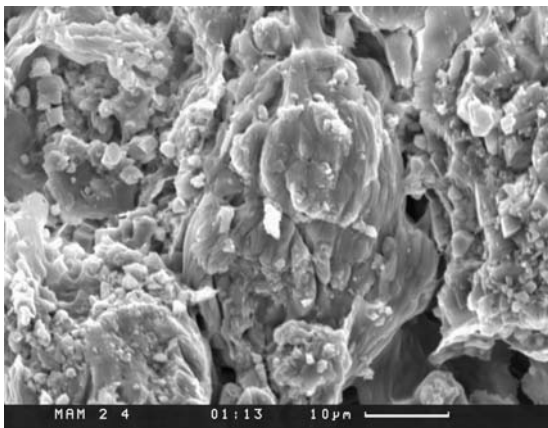
Фиг. 2.



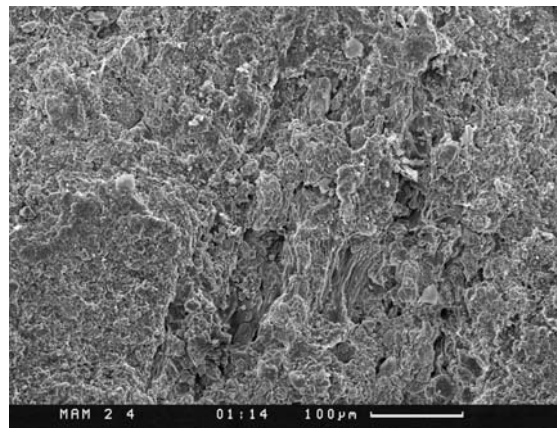
Фиг. 3.



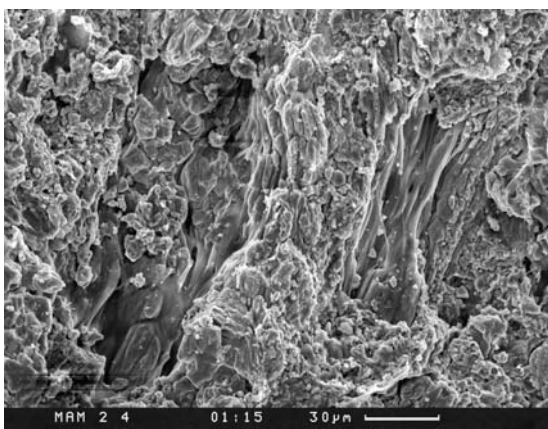
Фиг. 4.



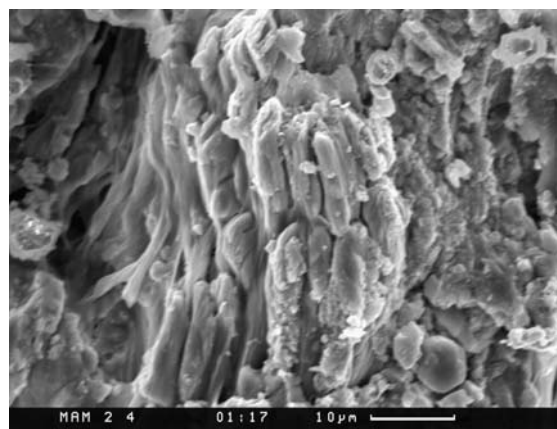
Фиг. 5.



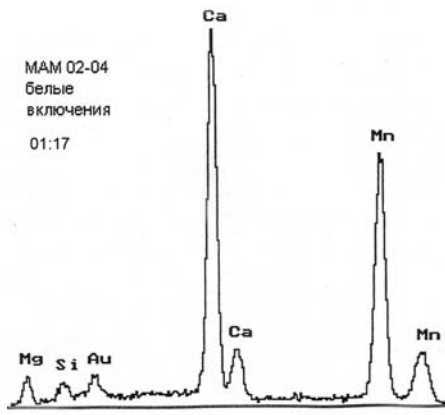
Фиг. 6.



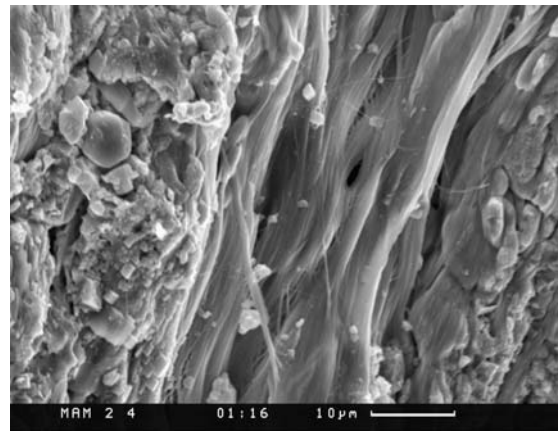
Фиг. 7.



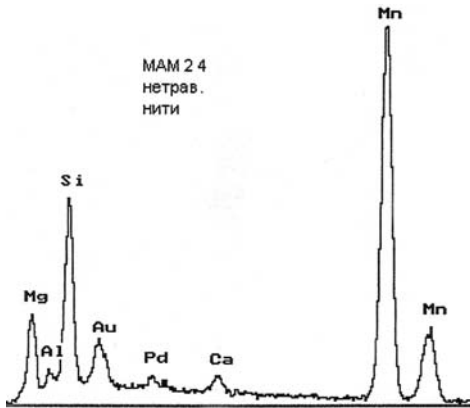
Фиг. 8.



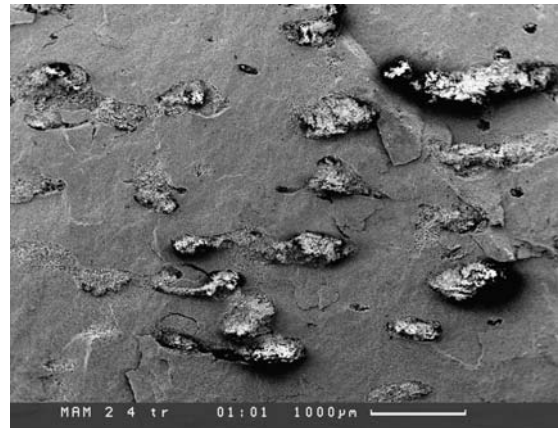
Фиг. 9.



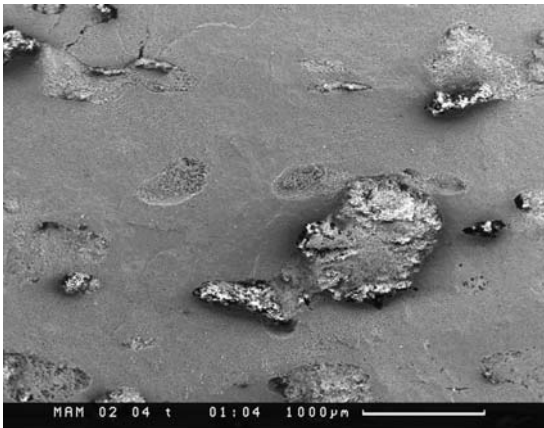
Фиг. 10.



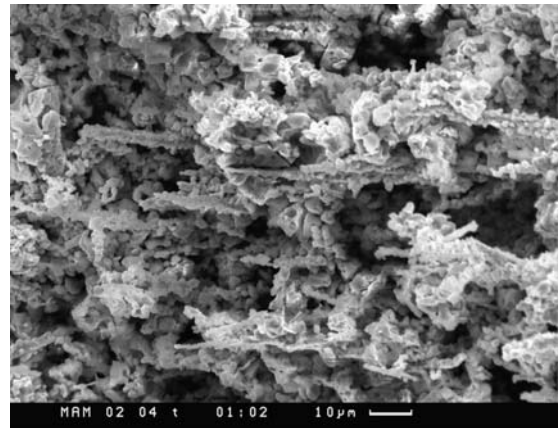
Фиг. 11.



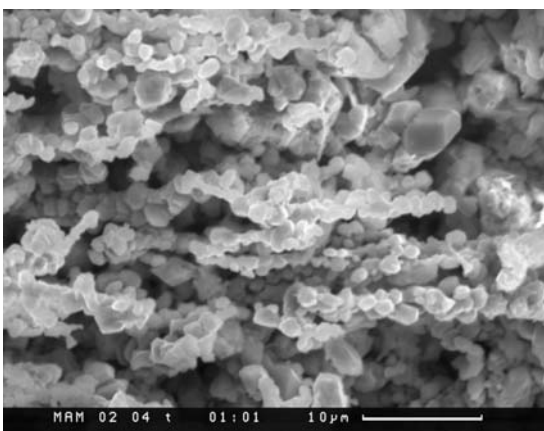
Фиг. 12.



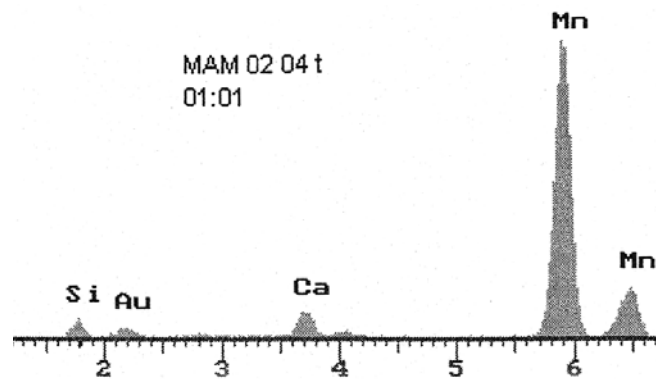
Фиг. 13.



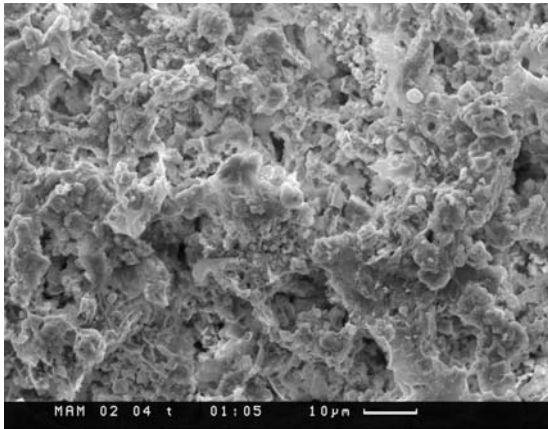
Фиг. 14.



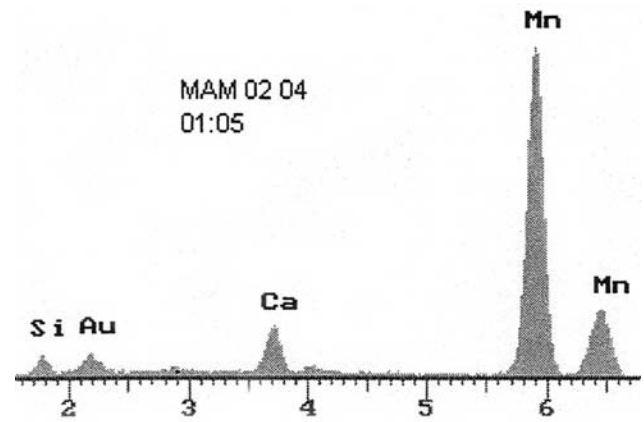
Фиг. 15.



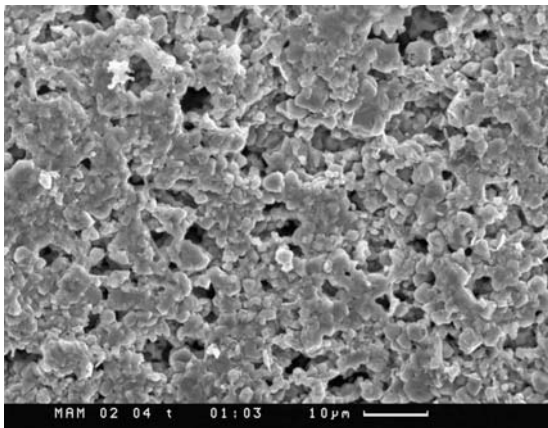
Фиг. 16.



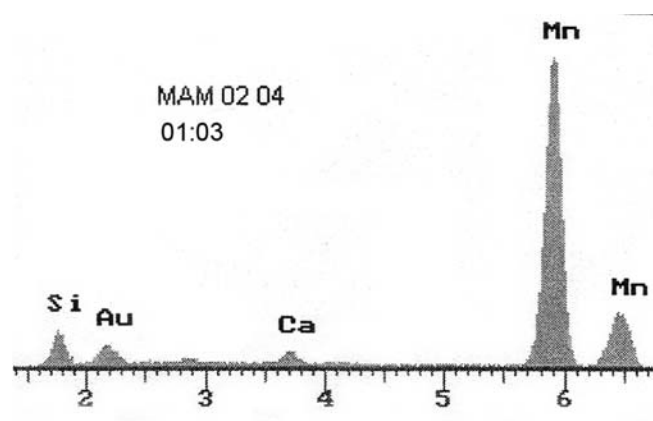
Фиг. 17.



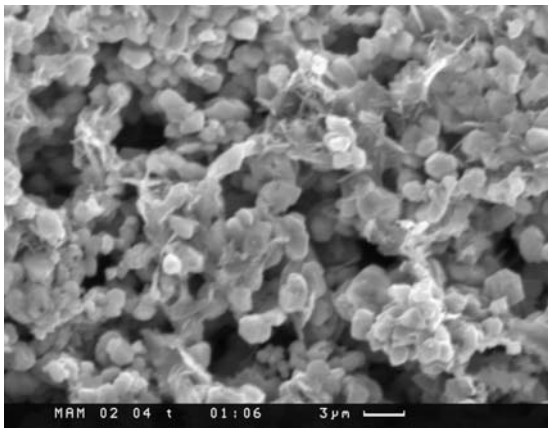
Фиг. 18.



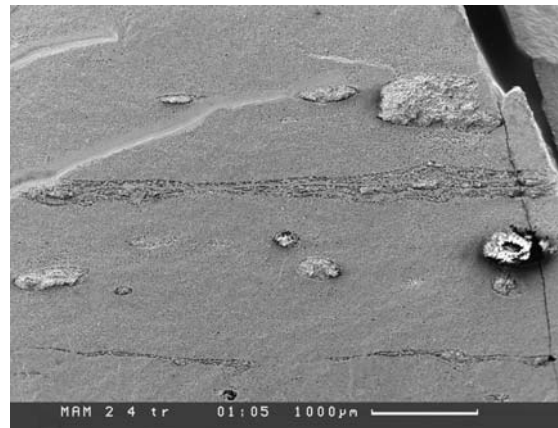
Фиг. 19.



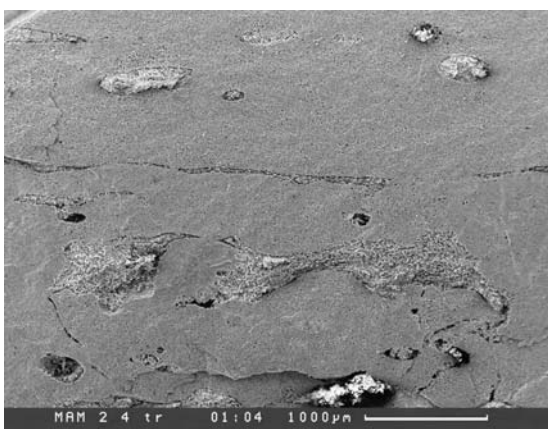
Фиг. 20.



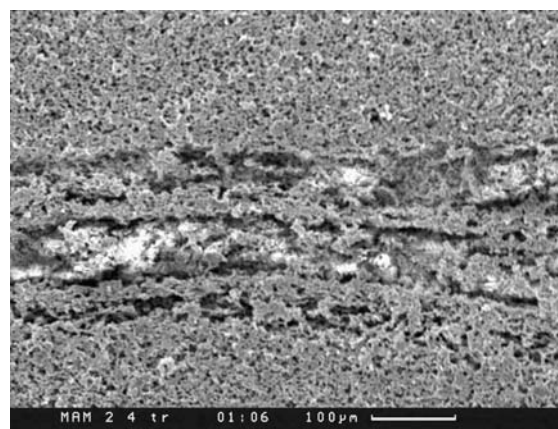
Фиг. 21.



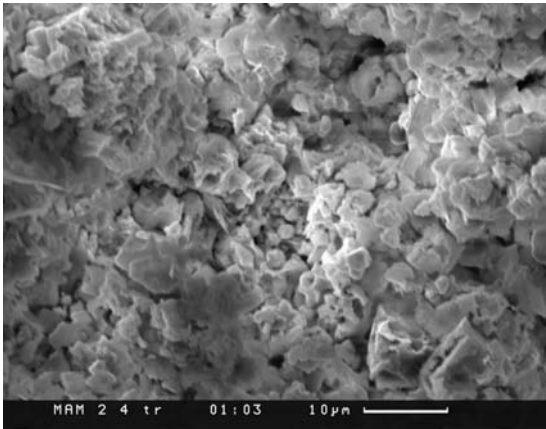
Фиг. 22.



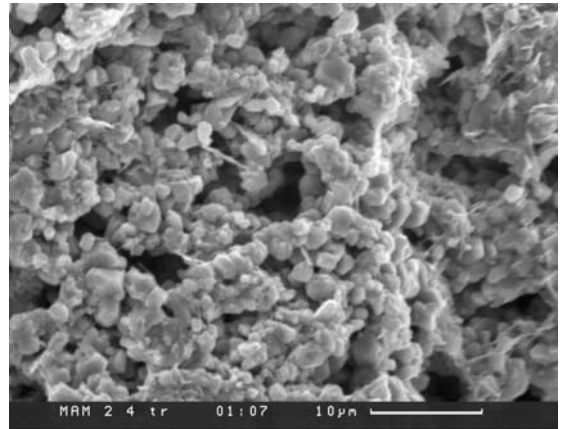
Фиг. 23.



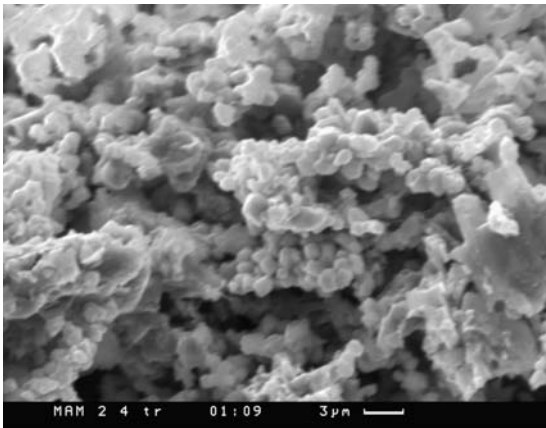
Фиг. 24.



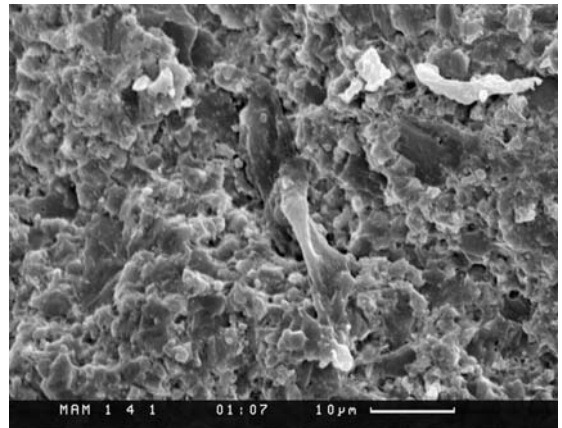
Фиг. 25.



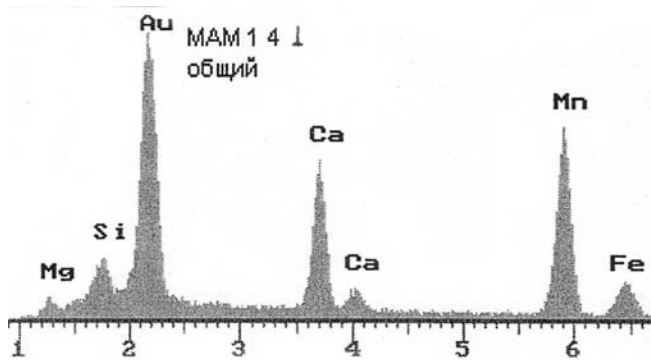
Фиг. 26.



Фиг. 27.



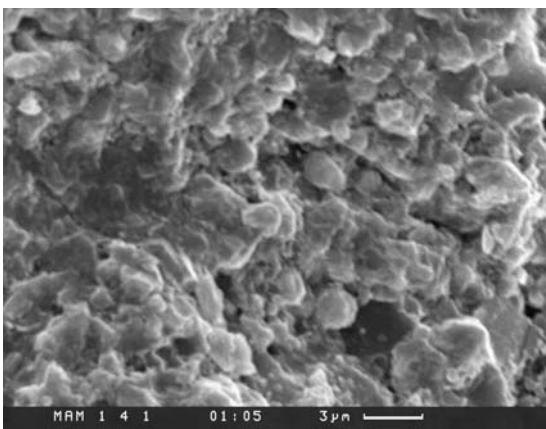
Фиг. 28.



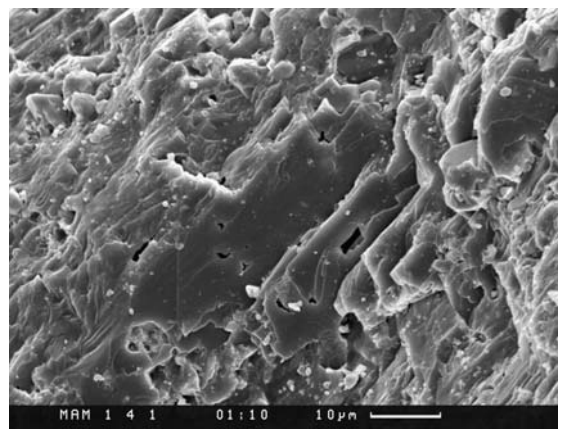
Фиг. 29.



Фиг. 30.

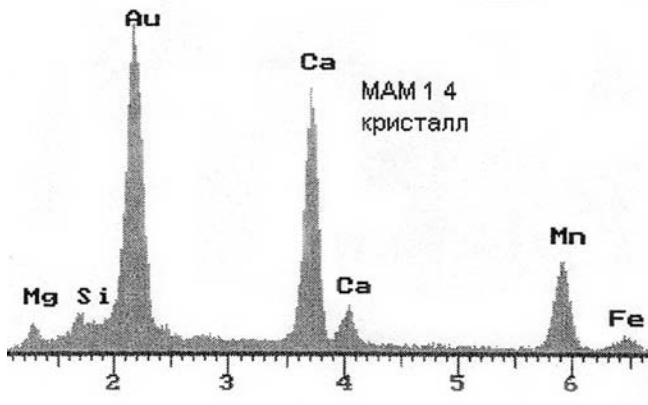


Фиг. 31.

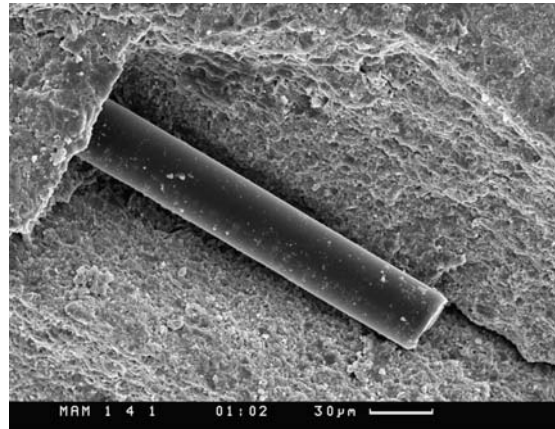


Фиг. 32.

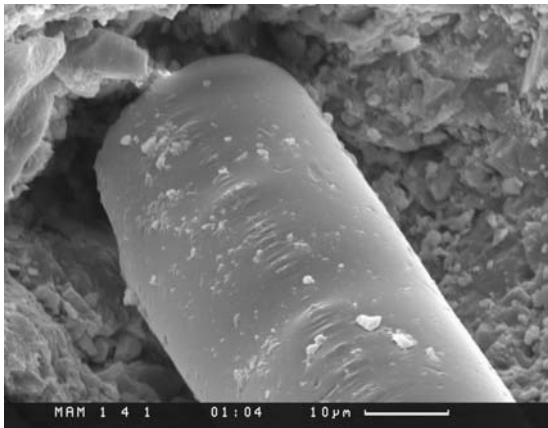




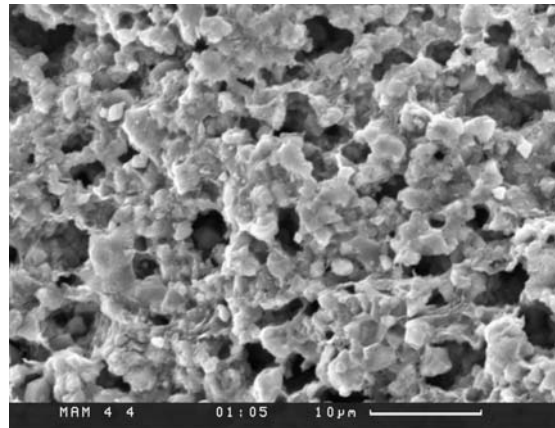
Фиг. 33.



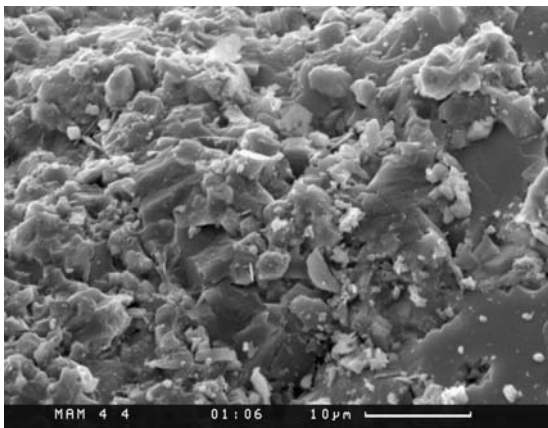
Фиг. 34.



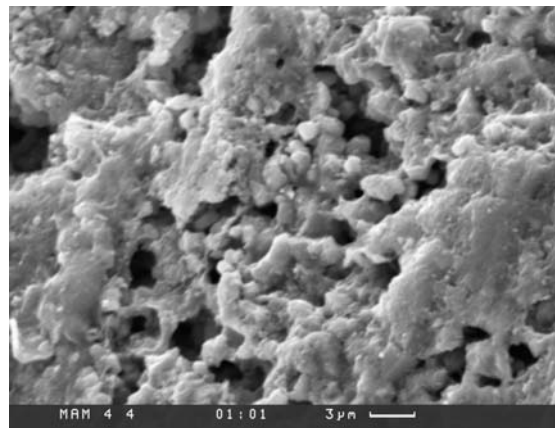
Фиг. 35.



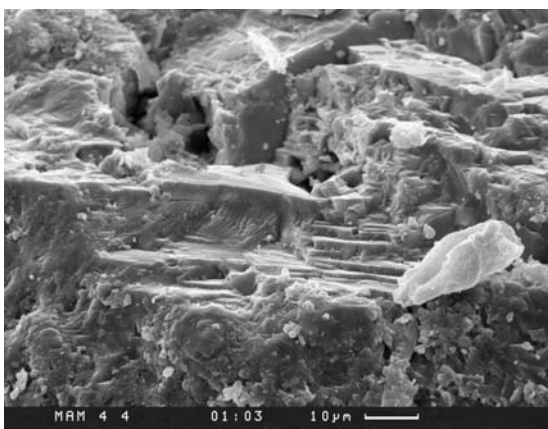
Фиг. 36.



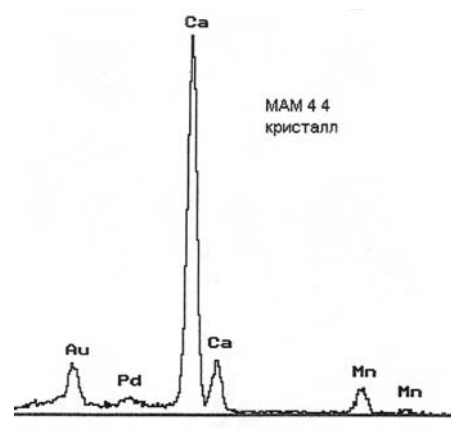
Фиг. 37.



Фиг. 38.

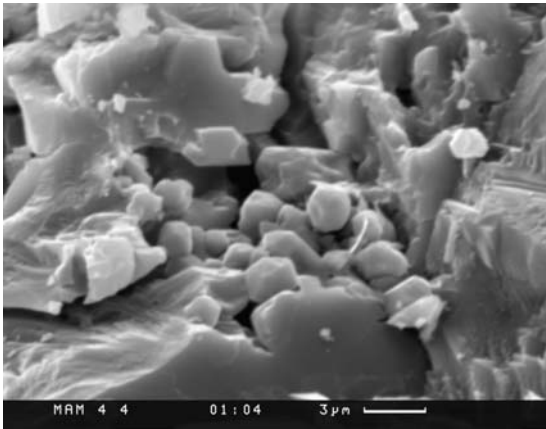


Фиг. 39.

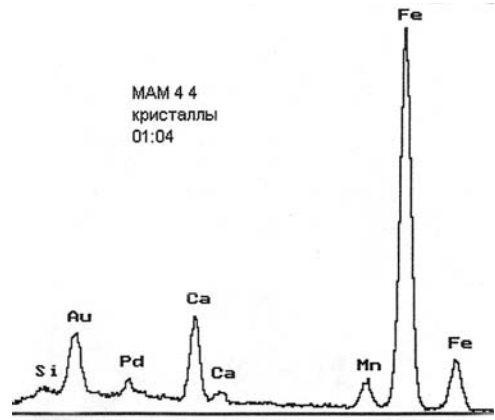


Фиг. 40.

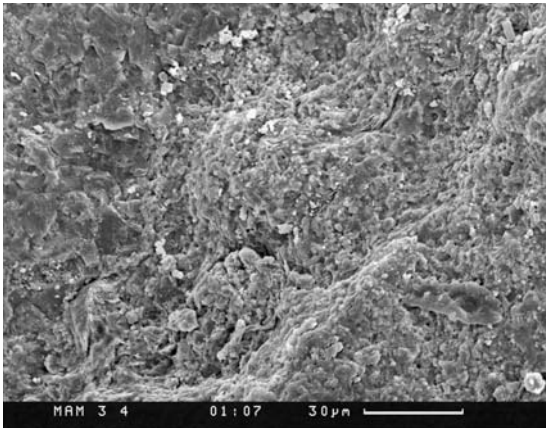




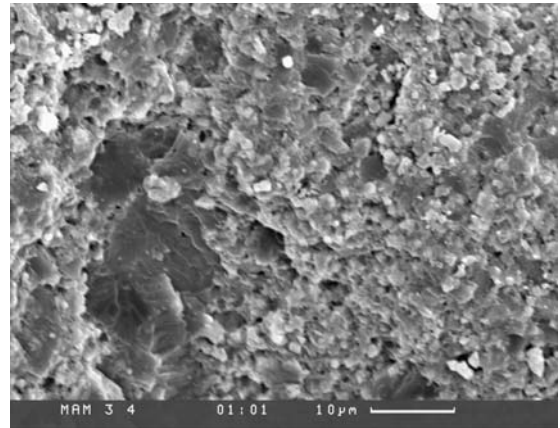
Фиг. 41.



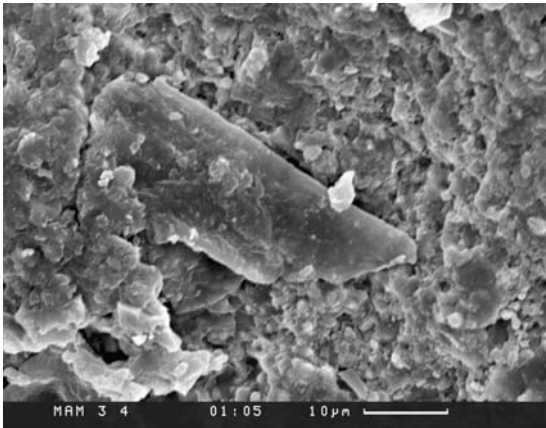
Фиг. 42.



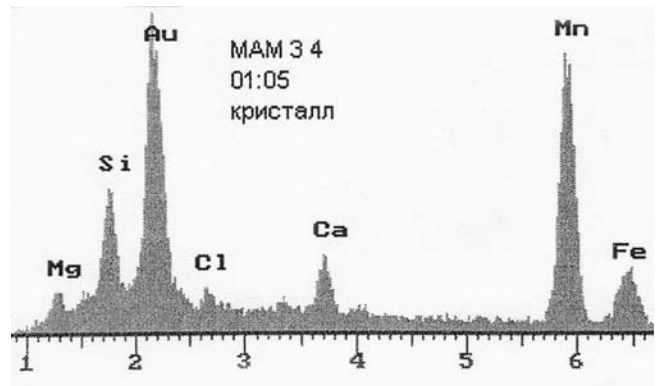
Фиг. 43.



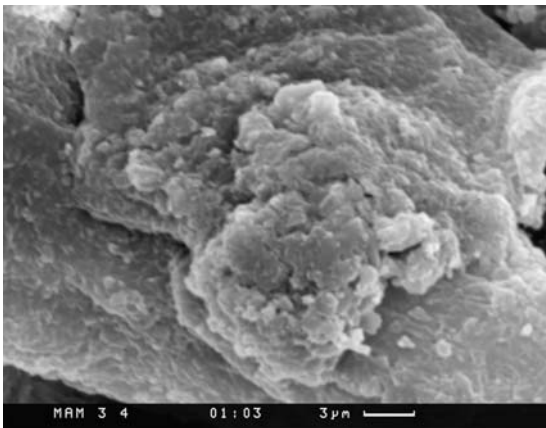
Фиг. 44.



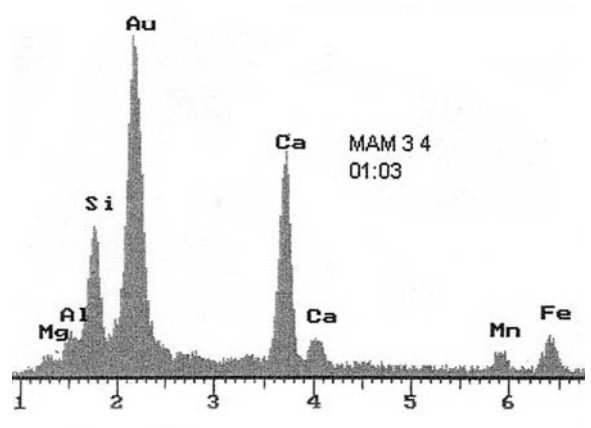
Фиг. 45.



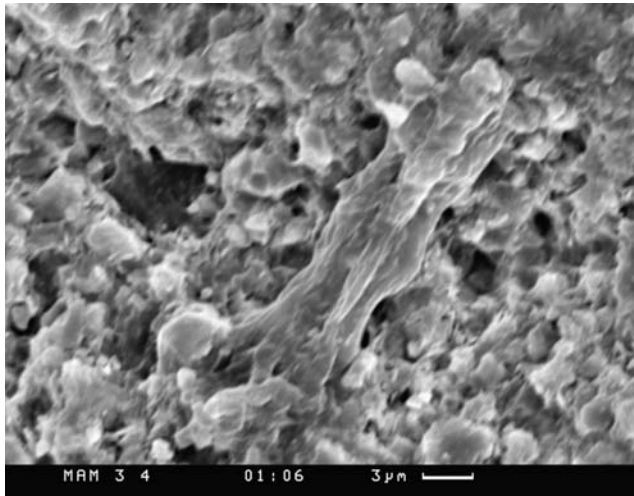
Фиг. 46.



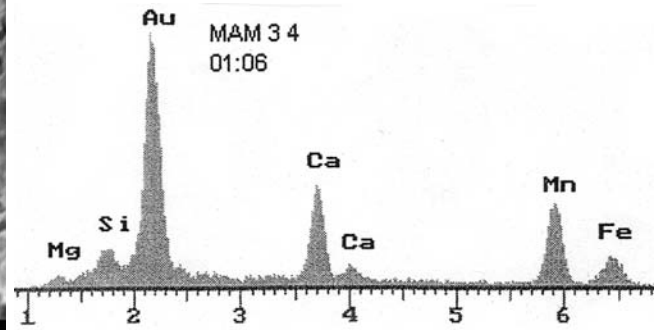
Фиг. 47.



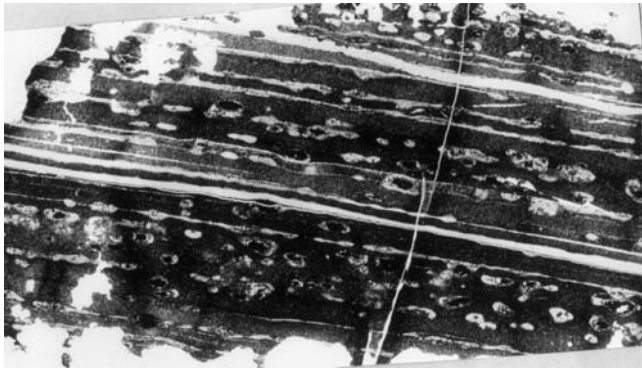
Фиг. 48.



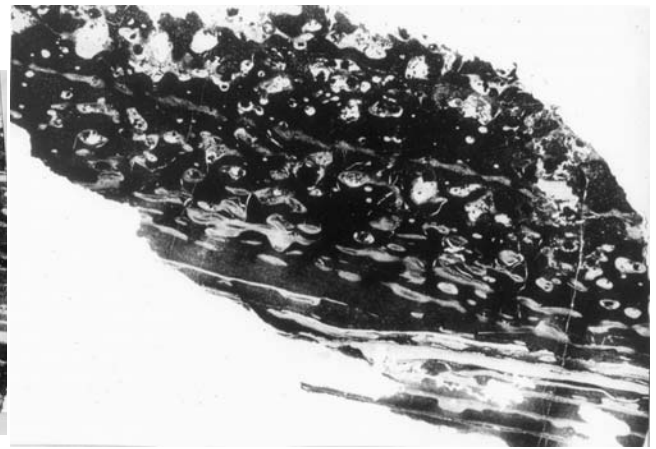
Фиг. 49.



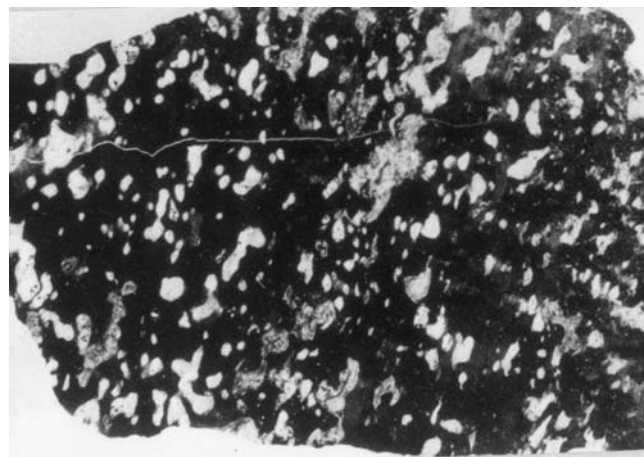
Фиг. 50.



Фиг. 51.



Фиг. 52.



Фиг. 53.

### 7.3. Марганцевые месторождения формации Франсвиль, Габон

*В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло*

В Габоне находится серия крупнейших месторождений оксидных марганцевых руд, расположенных в районе населенных пунктов Моанда-Моунана-Франсвиль-Оконджа. Они приурочены к отложениям нижнепротерозойской формации Франсвиль ( $1970 \pm 20$  млн. лет, K-Ag и Rb-Sr методы), которые выполняют внутрикратонный Франсвильский бассейн. Наиболее крупным из месторождений, ныне разрабатываемое и, соответственно, наиболее изученное, является крупнейшее в Западной Африке месторождение Моанда.

Отложения формации Франсвиль (Francevillian) на данной площади представлены преимущественно терригенными морскими породами; карбонатные отложения, вулканиты и железистые кварциты в разрезе играют резко подчиненную роль. Породы практически не смяты в складки, однако серией разломов разбиты на отдельные блоки. Общая мощность серии составляет около 4000 м.

Накопление вмещающих руды осадков протекало в двух палеогеографических зонах, разделенных хребтом СЗ простирания (древнее подводное поднятие): а) в зоне, расположенной на северо-востоке впадины Оконджа, которая выполнена мощной толщей глинистых и песчаных осадков, перемежающихся с потоками лав; и б) в размещавшейся на юго-западе эпиконтинентальной зоне, где накопились песчаники, черные углеродистые сланцы (ампелиты) и доломиты. Крупные месторождения марганца в районе Моанда располагаются в эпиконтинентальной зоне.

Отложения формации Франсвиль разделены на несколько литолого-стратиграфических единиц — толщи Fa, Fb, Fc, Fd и Fe. В южной части бассейна отложения толщи Fa несогласно налегают на гнейсы архея и представлены красноцветными песчаниками с горизонтами конгломератов континентального (дельтовый аллювий) происхождения (максимальная мощность достигает 1000 м).

Выше залегают породы толщи Fb, которые представлены сланцами Bangombe — серые и черные карбонатизированные пелиты с тонкими горизонтами песчаников и доломитов (100–200 м); толща песчаников Poubara (100 м); и сланцы Djoumou (30 м).

Толща Fc сложена тонкими (10–50 м) горизонтами джеспелитов и карбонатизированных сланцев, которые выдержаны в на сотни километров и принимаются в качестве маркирующего горизонта. На самом севере, в районе г. Ластурвиль развиты доломиты.

Разрез формации венчается отложениями толщи Fd, состоящей преимущественно из карбонатизированных сланцев (150 м), и Fe сложено преимущественно песчаниками, которые содержат многочисленные прослои риолитовых туфов.

Марганценосность связана с отложениями толщ от Fa до Fd, но к Fb приурочены наиболее важные месторождения.

По всей видимости, марганцевые месторождения района Моанда-Монана-Франсвиль (также, возможно, и расположенного северо-восточнее района Оконджа) представляют собой остатки некогда единого месторождения, которые эродированы и в настоящее время сохранены в виде отдельных месторождений, приуроченных к плато.

Наиболее качественные и большие по запасам месторождения связаны с корой выветривания пород толщи Fb. Наиболее значительные месторождения этого типа расположены на платах Бангомбе (Bangombe) — площадь распространения рудоносных слоев составляет 19 км<sup>2</sup>, и Окоума (Okouma), соответственно — 13 км<sup>2</sup>, для которых приводится типичная схема строения марганцеворудной толщи [461] (рис. 2).

Здесь марганцевистый горизонт залегает стратиграфически выше безрудных или бедных марганцем углеродистых черных сланцев (ампелитов) и доломитов Франсвильского горизонта Fb. В пределах горизонта обогащенных марганцем пород установлен маломощный (0,2–0,5 м) базальный пласт массивных руд Mn, представленных оксидами и гидроокислами (пирролюзит, манганит, гроутит, литиофорит, нсутит) и содержащие остаточный родохрозит.

Выше по разрезу залегает мощная (3–9 м) зона развития гипергенных оксидов марганца, образовавшихся в результате преобразования ампелитов, переслаивающихся с песчаниками и красноцветными железистыми сланцами. Над этим горизонтом располагается пизолитовая зона.

Окисные руды марганца представляют собой результат окисления исходных черных углеродистых сланцев (ампелитов), в которых встречаются карбонаты марганца, и которые содержат на месторождении Моанда до 15% марганца.

В периферических частях рудных зон на плато Окоума и Бафоула горизонт марганцевых руд залегает над слоем железистых кварцитов (мощностью 10 м), которые в основании представлены сульфидными, а выше по разрезу — карбонатными и силикатными фациями. В ряде случаев железисто-кремнистые породы перекрыты слоем фосфаритов.

На плато Бангомбе основной продуктивный пласт залегает на глубине 15–45 м, имеет мощность 3–6 м и состоит из обломков зерен и оолитов пиролюзита, псиломелана, манганита в охристой основной массе. Разработка осуществляется открытым способом.

Установлено, что в некоторых случаях на контакте родохрозитовых и обогащенных марганцем окисных руд (пиролюзит) в Моанде развит тонкий (1 мм) слой манганита. Микроскопичес-

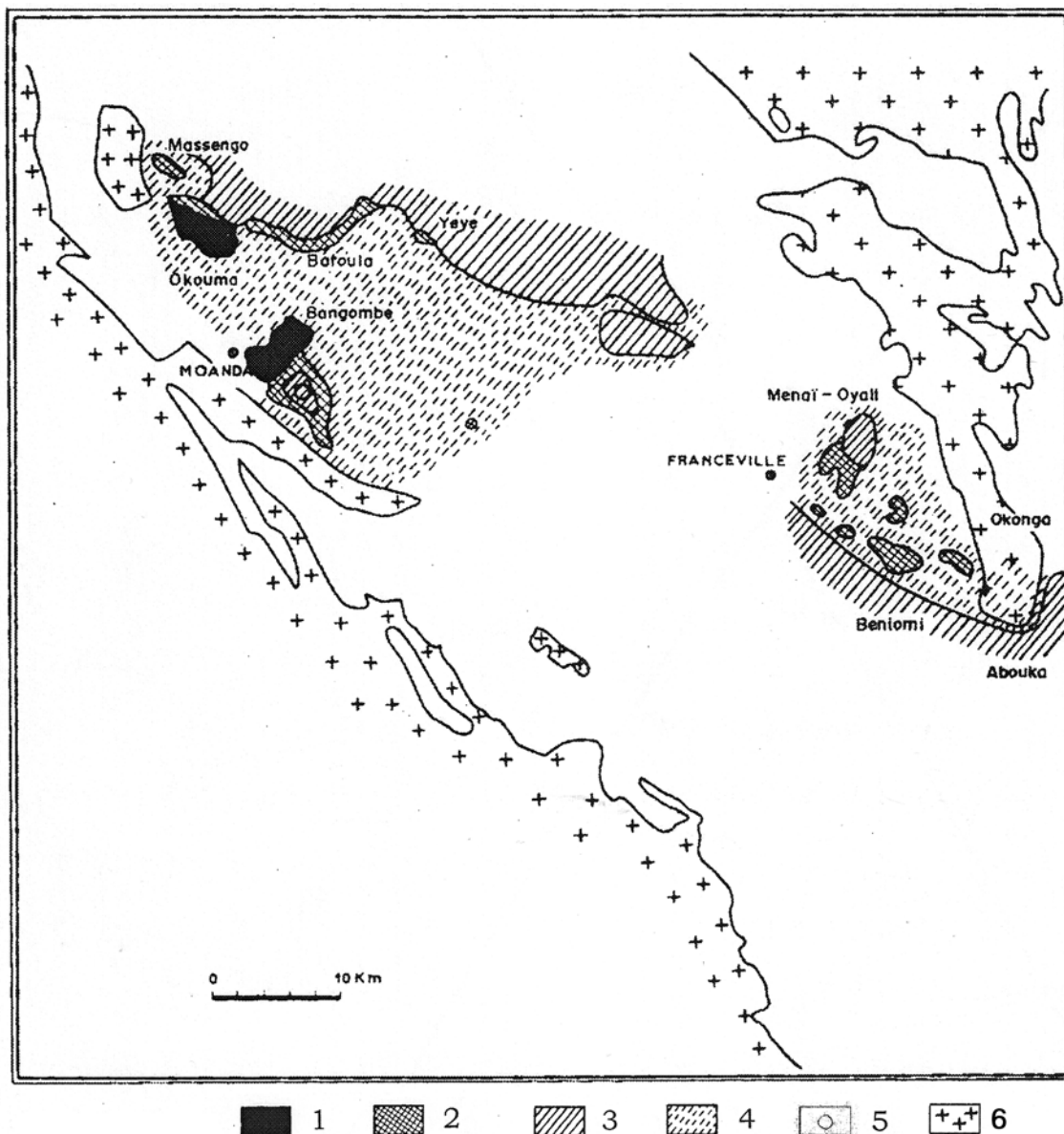


Рис. 1. Схема размещения марганценосных отложений франсвильской формации в районе Моанда-Франсвиль [по 461].

1 — плато с богатыми оксидными рудами; 2 — плато с бедными оксидными рудами; 3 — зоны с перекрытыми марганценосными отложениями; 4 — зоны, где марганценосные отложения эродированы; 5 — структурные буровые скважины; 6 — архейские граниты и гранитогнейсы.

кое изучение выявило псевдоморфное замещение манганита пиролюзитом путем прогрессивного замещения. В штуфах виден четкий контакт между оксидами марганца и исходно осадочным родохрозитом. Реликтовая карбонатная слоистость сохраняется в перекрывающем слое оксидов. Контакт представляет собой крайний нижний предел гипергенного окисления.

Рудовмещающие породы — черные углистые сланцы, песчаники, доломиты, железистые кварциты, фосфориты.

Залежи разных типов марганцевых руд, по мнению исследователей, представляют собой образования коры выветривания. Эта точка зрения сегодня является господствующей и бесспорна для месторождения Моанда и ряда вблизи расположенных более мелких месторождений (Bangombe, Okouma, Massengo, Vafoula и др.).

Следовательно, можно полагать также, что наблюдаемые сегодня месторождения марганца являются остатками некогда существовавшего единого крупного месторождения, образованного в мелководных условиях, и которое в результате эрозии было разрушено и сохранилось в настоящее время в виде отдельных изолированных рудных тел в верхних частях плато.

Рудная толща с горизонтом пизолитов, как правило, приурочена к верхним частям плато. Марганценозные отложения широко развиты также и на платах: район Fransville — Beniomi, Bordeaux, Lafoube, Menay, Yeye, Mvouna, Papa; и в пределах района Okonja — на плато Lebayi. На всех месторождениях в пределах перечисленных плато наблюдается типичный разрез рудной толщи, аналогичный приведенному для плато Бангомбе и Окоума.

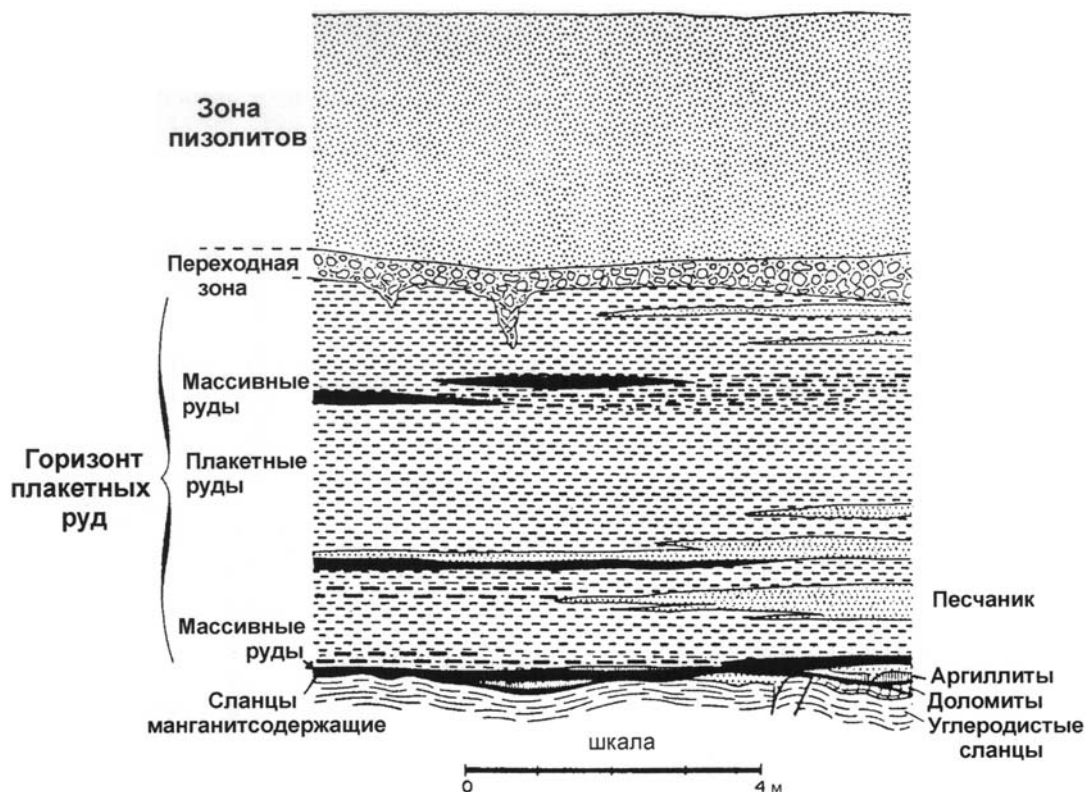


Рис. 2. Принципиальная схема строения марганцеворудной толщи франсвилльской формации [по 461].

Полный разрез месторождения, согласно современным представлениям геологов местных производственных организаций, представлен следующими отложениями.

Сверху рудный горизонт перекрыт аргиллитами и глинами бурого, красновато-бурого и желтовато-бурого цвета, именуемого **COV**. Ниже следует рудная толща, в пределах которой на месторождении (на всех плато) выделяется 5 типов рудных горизонтов (соответственно, типов руд):

Руды коры выветривания — **CRO**, сложены в основном пиролюзитом — 11% и литиофоритом — 57%. Нерудные минералы представлены кварцем — 13% и каолинитом — 18%; в незначи-



тельных количествах содержится мусковит (менее 1%) и рутил (менее 1%). Они образуют обычно сплошные «натечные» образования.

Зона пизолитов — **PIS**, представляет собой хорошо развитый пласт в пределах всех плато. Состоит в основном из пизолитов, сложенных марганцевыми минералами (криптомелан — 6%, пиролюзит — 16%, литиофорит — 40%), которые рассеяны в глинистой массе в разной степени концентрации на разных плато и участках месторождения. Среди нерудных минералов преобладают каолин (13%) и кварц (5%); в незначительных количествах присутствуют мусковит (менее 2%) и рутил (менее 1%). Гетит и гематит составляют около 20%.

Переходная зона — **ZTR**, представляет собой зону перехода от пизолитовых руд к плакетным рудам. Соотношение пизолитов и плакетных руд колеблется в разных пределах — от рассеянных оолитов в глинистом матриксе до почти плотной смеси плакетных руд с пизолитами. Минеральный состав руд следующий: криптомелан — 49%, литиофорит — 59%, тодорокит — менее 1%, кварц — 10%, каолин — 4%, мусковит — 2%, гетит и гематит — 4%, гибсит — 2%.

Ниже следуют так называемые плакетные руды — **PLA**. Они представлены толщей раздробленных пластинчатых руд, состоящие в основном из криптомелана — 58%; нерудные представлены кварцем — 21%, каолинитом — 12%, мусковитом — 8%. В незначительных количествах присутствуют анатазит и рутил — менее 1%.

Ниже залегают блоковые руды — **BLO**, которые представляют собой вышезалегающие плакетные, но образующие «блоковую» текстуру.

Массивные руды (**MAS**) подстилают плакетные и блоковые; представлены рудами массивной текстуры. На плато Бениоми они сложены криптомеланом (38%), пиролюзитом (30%), нсутитом (12%), и литиофоритом (2%). Нерудные представлены слюдой (12%) и каолином (4%); содержание гетита составляет 2%.

Кроме этого выделяются черные ампелиты — **APN**, ампелиты окрашенные — **APB** и марганцовистые ампелиты — **AMN**, в разных количествах содержащие марганцевые минералы, достигающие в некоторых случаях рудных концентраций.

Мощность рудной толщи составляет от 0,5 до 4–5 метров. Горизонты разных типов руд по площади плато распространены неравномерно — могут отсутствовать или слагать горизонты до 2 метров мощности.

**Результаты изучения в СЭМ.** Руды формации Франсвиль довольно разнообразны и характеризуются рядом специфических особенностей, обусловленных разными процессами преобразования — от первичных различий до явно гипергенных изменений. В СЭМ изучены оолитовые разновидности руд. (коллекция В.Н. Кулешова).

Часть разреза рудоносной формации, определяемая как пизолитовая, характеризуется обр. 11. Общий вид участка с пизолитом представлен на фиг. 1 и 2. Анализ (фиг. 3) показывают, что пизолиты железо-марганцевые, при значительных содержаниях алюмо-силикатов, как и основная масса. При последовательном возрастании увеличения видны различия в строении пизолитов и вмещающей их основной массы (фиг. 4–6). ЭДС основной массы (фиг. 7) указывает на ее отличие от состава пизолитов; заметно выветривание — преобладание алюминия над кремнеземом и железа над марганцем. При больших увеличениях (фиг. 8) видно микробильное строение, характерное и для пизолитов.

Обр. 3/07 представляет богатую руду массивного сложения, при высоких содержаниях марганца и низких — всех остальных компонентов, но с заметной примесью алюмосиликатов. Вид основной массы этой руды при больших увеличениях представлен на фиг. 11. Отмечаются прожилки почти чистого криптомелана, плотные, однородные до кристаллических, до 60–80 мк толщиной (фиг. 12 и 13). Анализ рядом расположенной основной массы (фиг. 14) показывает ее отличие от состава прожилка (фиг. 15). В основной массе встречаются участки своеобразных агрегатов литиофорита (фиг. 16 и 17). ЭДС их отвечает составу литиофорита (заметное преобладание алюминия над кремнеземом). Присутствие калия, возможно, свидетельствует о развитии криптомелана. В целом же основная масса, свободная от новообразований, по-видимому, микробильного происхождения и минерализована марганцем (фиг. 19–25). Она включает нитчатые, трубчатые и кокковидные формы.

Обр. 8 также массивного сложения, тонкозернистый (фиг. 26). ЭДС (фиг. 27) показывает смешанную железо-марганцевую минерализацию при высоких содержаниях алюминия и кремнезема. В основной массе видны тонко окристаллизованные с поверхности участки (фиг. 28), но в преобладающей части основная масса состоит из незначительно измененной, по-видимому, микробиальной массы (фиг. 29). ЭДС ее указывает на существенно железистый состав и пониженные содержания алюминия и кремнезема (фиг. 30).

Разновидность бедной руды с обильным присутствием обломочного терригенного материала характеризует обр. 1. Общий вид его представлен на фиг. 31. Он массивного сложения, с равномерно распределенными алевритовой размерности резко угловатыми терригенными зернами. ЭДС его (фиг. 32) указывает на высокие содержания кремнезема, а также заметное присутствие марганца и алюминия. В основной массе при больших увеличениях хорошо видна ее значительная окристаллизация с образованием прожилковидных форм, сопровождаемых пустотами (фиг. 33) округлой формы, центральная часть которых выполнена игольчатыми кристаллами (фиг. 34 и 35). ЭДС последних (фиг. 36) указывает, что это кристаллы литиофорита.

Обр. 14 также массивный, тонкозернистый, довольно однородный. Его общий вид дан на фиг. 37. ЭДС (фиг. 38) указывает на высокое качество руды и преобладание алюминия над кремнеземом, что свидетельствует о процессах выветривания. Отчетливо проявлены процессы окристаллизации, с формированием четких кристаллов (фиг. 39). ЭДС этих кристаллов указывает на их литиофоритовую природу (фиг. 40). Примеры окристаллизации (фиг. 41) отмечались также выше.

Аналогичный пример раскристаллизации руды хорошо виден в обр. 10 (фиг. 42). ЭДС (фиг. 43) подчеркивает литиофоритовую природу; кристаллические формы хорошо проявлены (фиг. 44).

Иной характер вторичных изменений виден в обр. 4. Его общий вид приведен на фиг. 45 и 46. ЭДС показывает малые содержания алюминия и кремнезема при повышенном содержании марганца (фиг. 47). Здесь также отмечаются характерные прожилковидные формы из кристаллитов, подобные отмеченным выше (фиг. 48), а также литофоритовые обособления, аналогичные моткам ниток (фиг. 49), иногда группирующиеся в шарообразные обособления и сплетения тонкоигольчатых кристаллов (фиг. 50). В основной массе широко проявлены шаровидные мелкие и многочисленные нитевидные формы (фиг. 51–53).

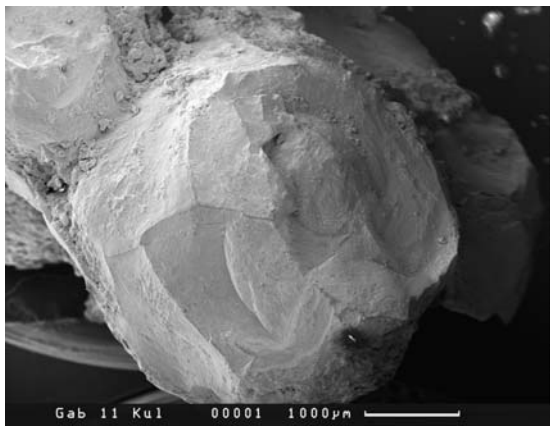
Высокую степень окристаллизации руд представляет обр. 9. Уже при небольшом увеличении (фиг. 54) видна почти полная его кристаллизация. ЭДС его свидетельствует о высоком качестве руды (небольшое количество алюминия и еще меньшее — кремнезема, фиг. 55). Общий вид окристаллизованной основной массы из сплетения таблитчатых и игольчатых кристаллов в хаотическом расположении представлен на фиг. 56 и 57. На отдельных участках наряду с редкими кристаллами сохраняется не полностью кристаллизованные первичные, по-видимому, исходно шаровидные формы в пористой массе (фиг. 58 и 59). Анализы показали (фиг. 60 и 61), что кристаллы представлены литиофоритом, а основная масса, хотя и тоже высокомарганцевистая, содержит незначительные количества алюминия и кремнезема.

Кора выветривания (обр. 1) характеризуется массивным сложением; характерно также наличие продолговатых изгибающихся пустот. Общий вид представлен на фиг. 62. ЭДС показывает (фиг. 63) доминирование железа над марганцем и кремнезема над алюминием. Изредка встречаются резко угловатые зерна кварца (фиг. 64). В основном порода состоит из сплетения нитевидных или сопряженных в нити кокков, особенно четко проявляющихся в пустотах (фиг. 65–67). На отдельных участках видна (фиг. 68) масса кокковидных форм, но не сочленяющихся в нити, а отдельных. На других участках можно наблюдать и более крупные, несколько удлиненные, яйцевидные формы, с поверхности, возможно, покрытые тонкими игольчатыми кристалликами (?) (возможно, измененным гликокаликсом?).

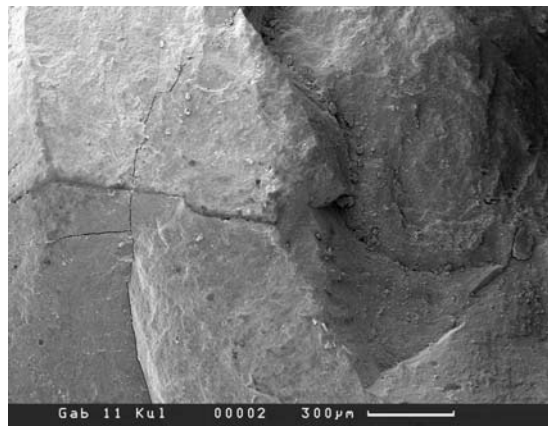
**Заключение по результатам изучения в СЭМ.** Изучение в СЭМ показало значительное разнообразие ультрамикроскопического строения руд. Исходные породы были разными по составу — от тонкозернистых до содержащих заметную терригенную примесь алевритовых угловатых зерен кварца и полевых шпатов. Наложенные вторичные изменения проявлены в неравномерной окристаллизованности и гипергенном окислении. Эти процессы развиваются путем формирова-

ния выделений разных форм — прожилковидных, состоящих, видимо, из криптомелана, нитевидных форм в виде мотков, обычно литиофоритовых по составу, явных продуктов выветривания, но по морфологии очень напоминающих своеобразные микробиальные формы, а также и различные кристаллические — таблитчатые, игольчатые и подобные образования — типичные продукты минеральной окристаллизации. В крайних случаях они захватывают весь объем руды, но иногда встречаются и реликты первичных структур, преимущественно микробиальных, сильно минерализованных марганцем.

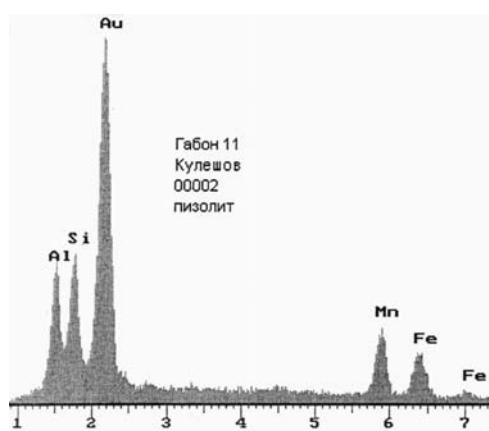
Продукты типичных поверхностных кор выветривания, напротив, совершенно не кристаллические и почти целиком сложены минерализованной железом и марганцем микробиотой. Следовательно, это совершенно другой уровень преобразований в совершенно других обстановках и условиях. Это типичные продукты коры выветривания, аналоги бокситов.



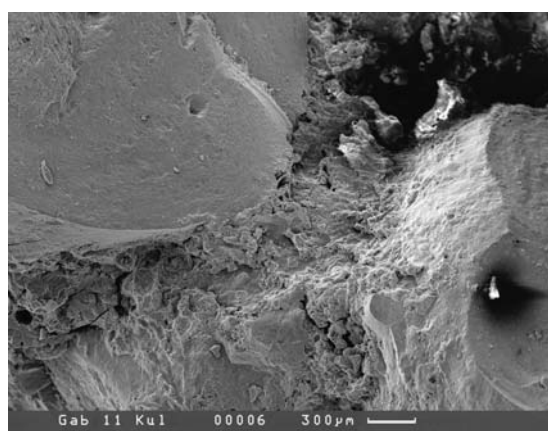
Фиг. 1. Общий вид обр. 11 с пизолитом в СЭМ



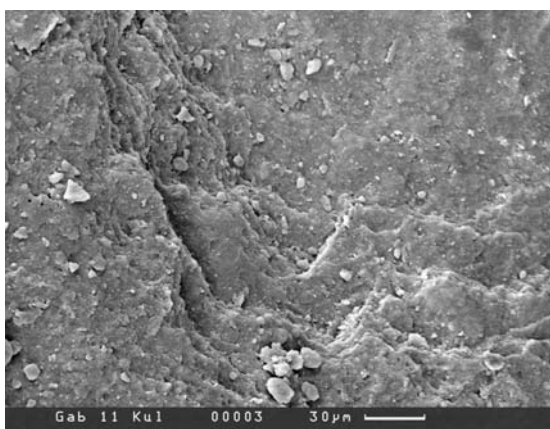
Фиг. 2. То же, несколько более детально



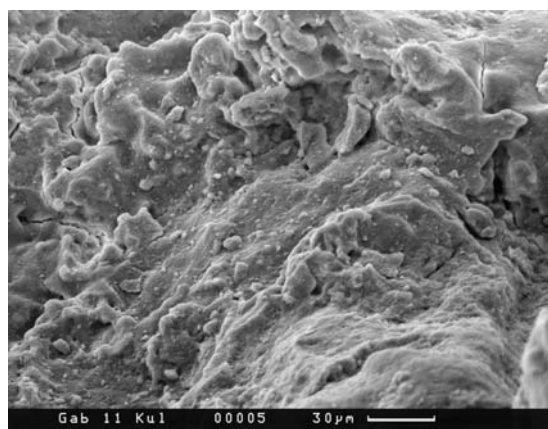
Фиг. 3. ЭДС этой площади с железо-марганцевой минерализацией, значительными содержаниями Si и Al



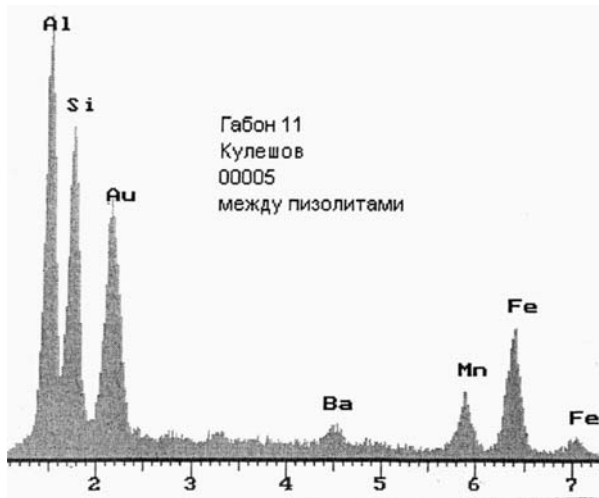
Фиг. 4. Вид между двумя пизолитами и соотношение с вмещающей их массой



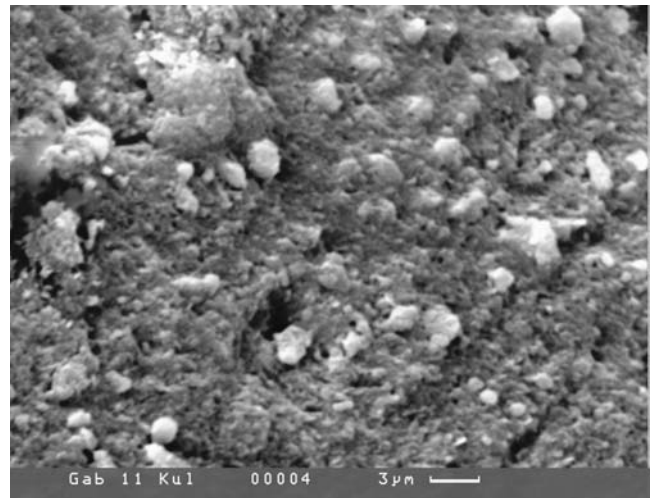
Фиг. 5. Строение пизолита более детально



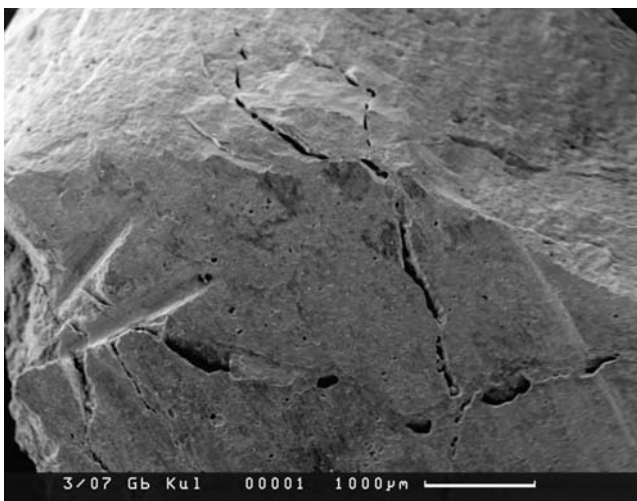
Фиг. 6. Основная масса между пизолитами



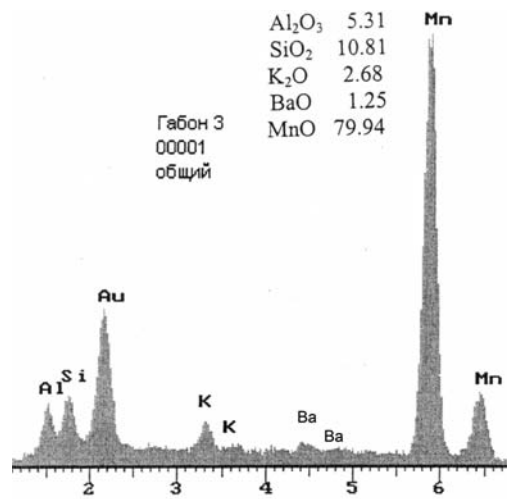
Фиг. 7. ЭДС этого участка с железо-марганцевой минерализацией, высокими содержаниями алюминия и кремнезема



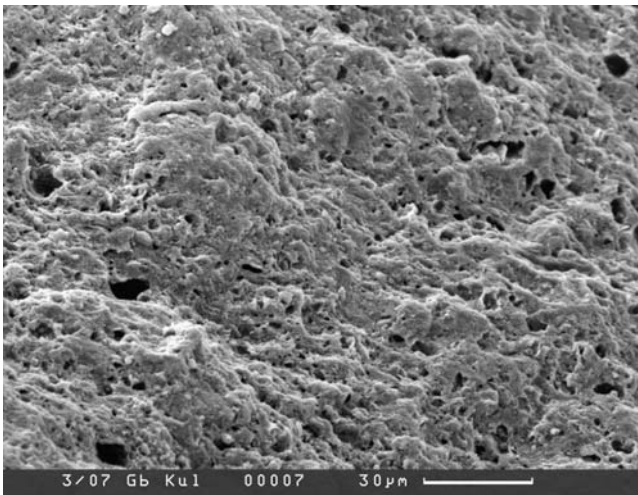
Фиг. 8. Более детально сложение основной массы, скорее микробийного характера



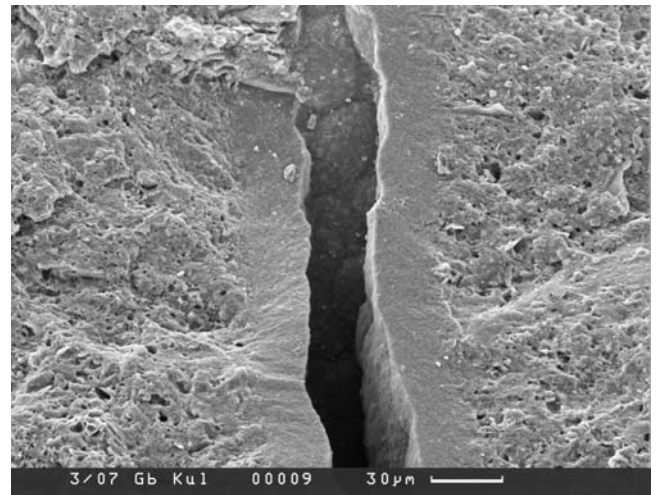
Фиг. 9. Общий вид обр. 3/07



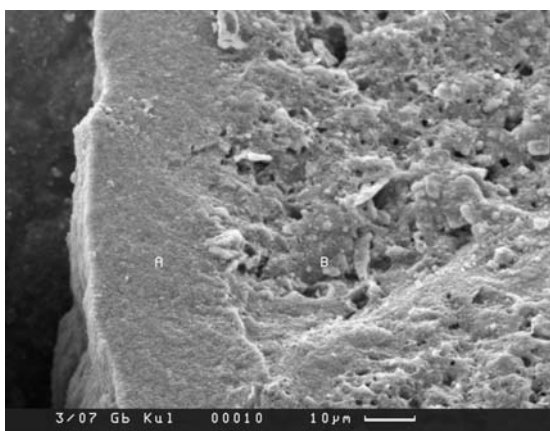
Фиг. 10. ЭДС этой части, с крайне высокими содержаниями марганца, низкими кремнезема и алюминия и присутствием калия



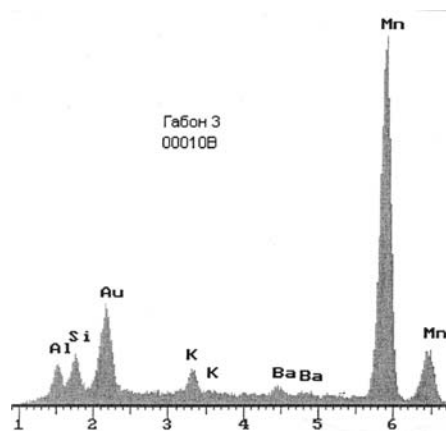
Фиг. 11. Общий вид образца при большем увеличении



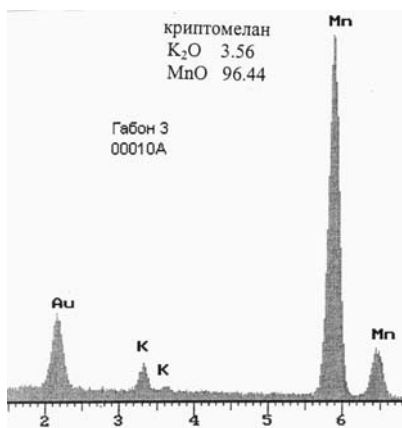
Фиг. 12. Развитие по трещинкам прожилковидных форм



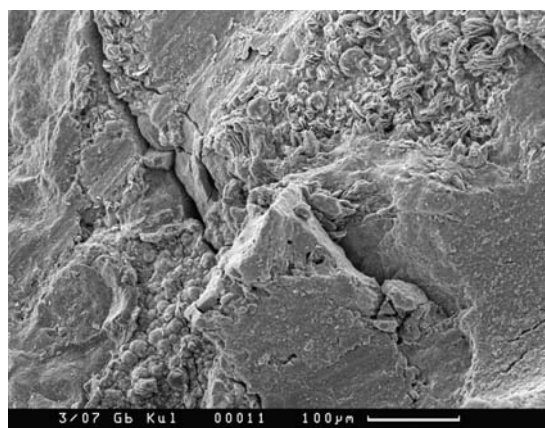
Фиг. 13. То же, более детально



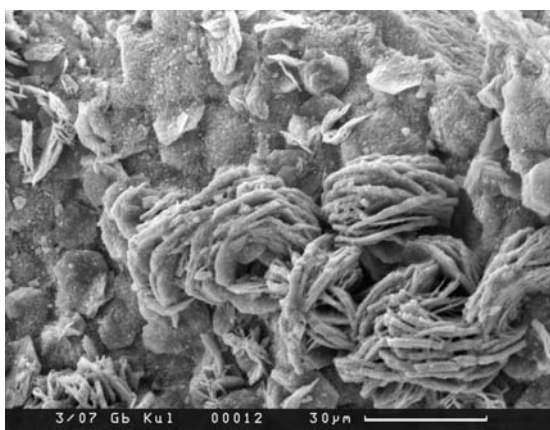
Фиг. 14. ЭДС общей массы руды, подобный фиг. 10



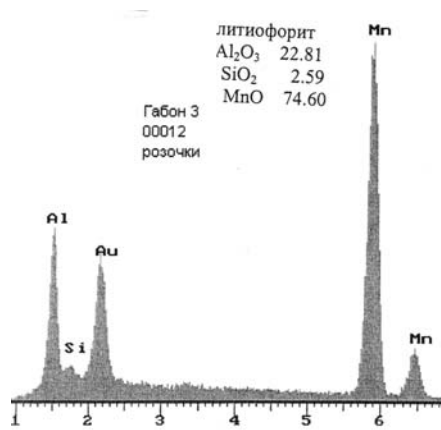
Фиг. 15. ЭДС прожилковидной формы, состоящей из марганца и калия, видимо, соответствующей криptomелану



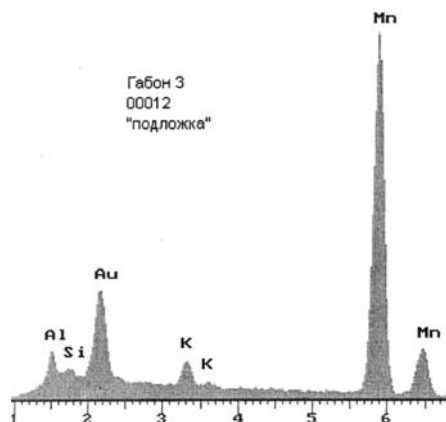
Фиг. 16. Участок руды с развитием своеобразных форм литиофорита



Фиг. 17. Подобные моткам ниток обособления литиофорита на основной массе

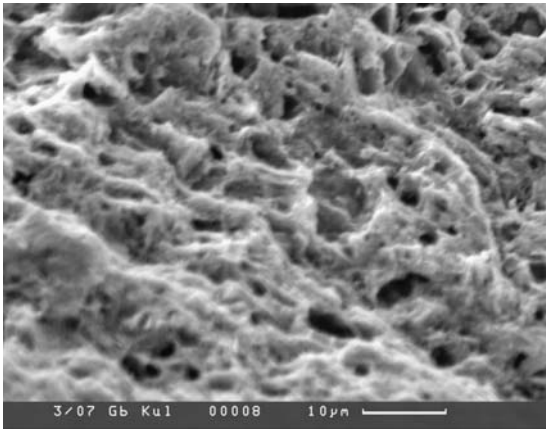


Фиг. 18. ЭДС этих образований, с высоким марганцем и алюминием

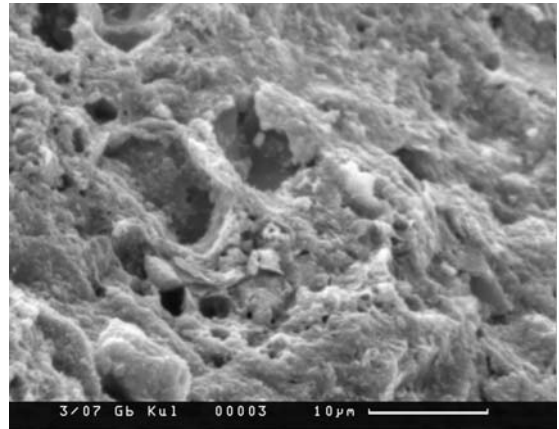


Фиг. 19. ЭДС основной массы («подложки»), с высоким марганцем, низкими алюминием, кремнеземом и калием



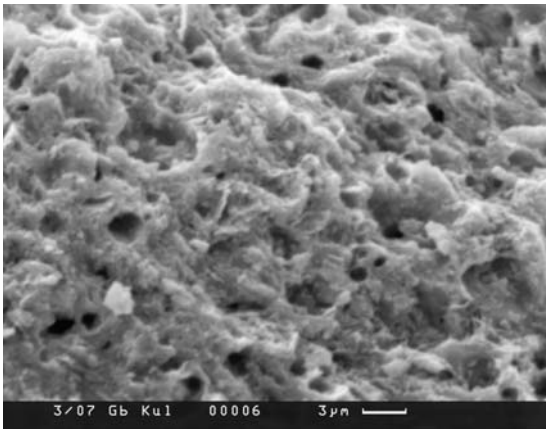


Фиг. 20.

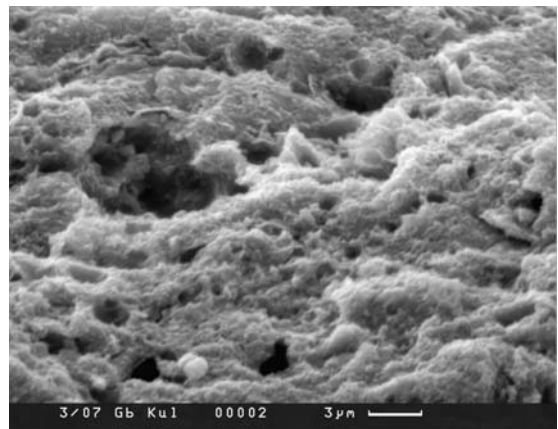


Фиг. 21.

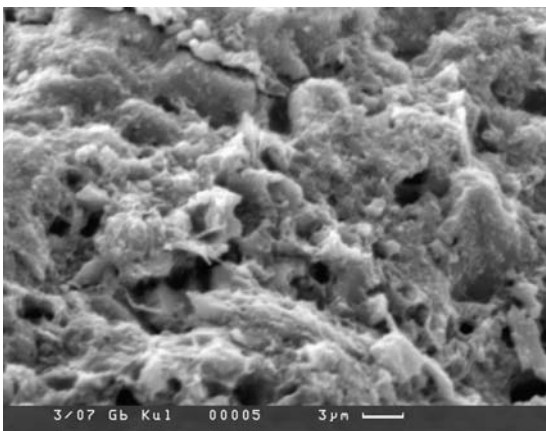
Фиг. 20–25. Структура основной массы руды вне участков развития новообразований



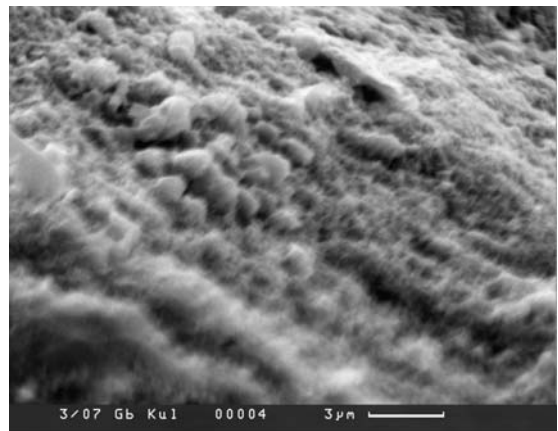
Фиг. 22.



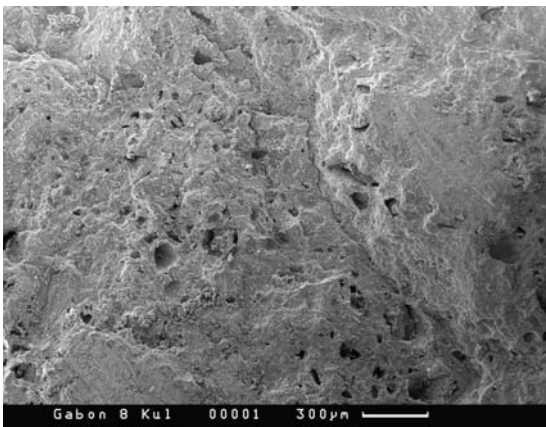
Фиг. 23.



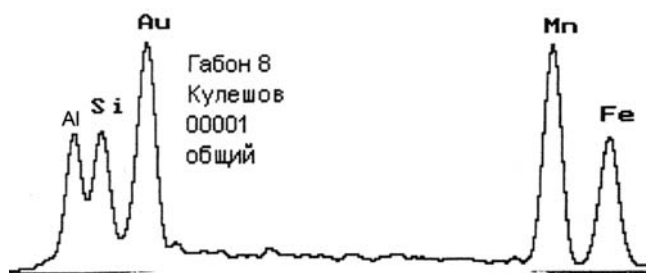
Фиг. 24.



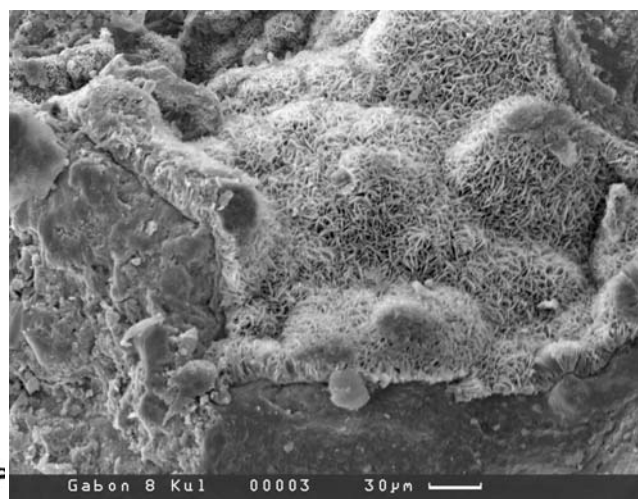
Фиг. 25.



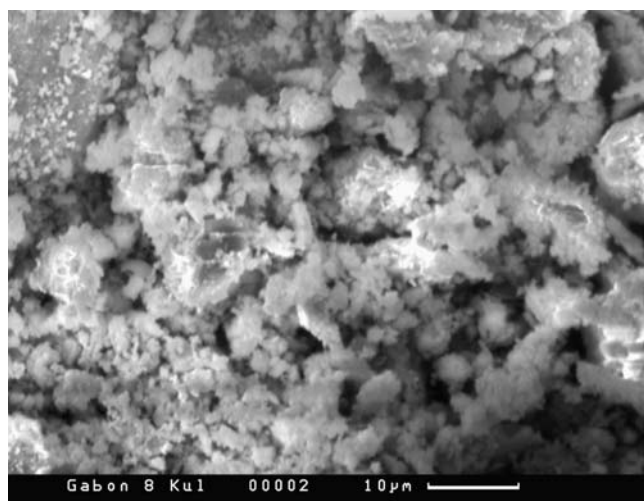
Фиг. 26. Общий вид обр. 8 в СЭМ



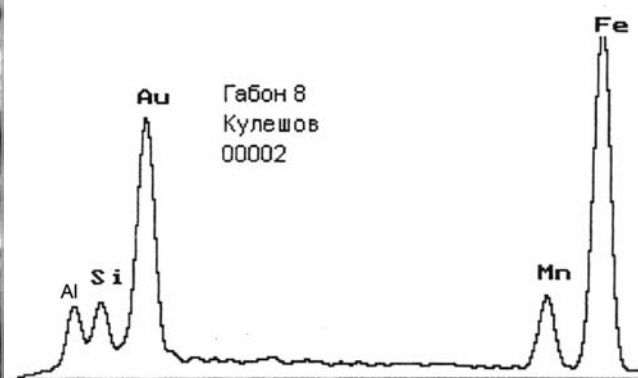
Фиг. 27. ЭДС этой части с высоким марганцем и меньшим железом, одинаковыми кремнеземом и алюминием



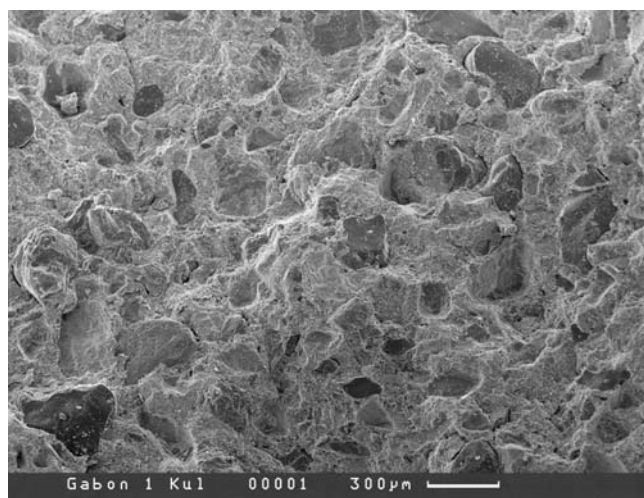
Фиг. 28. Участок с развитием тонкокристаллических покрытий



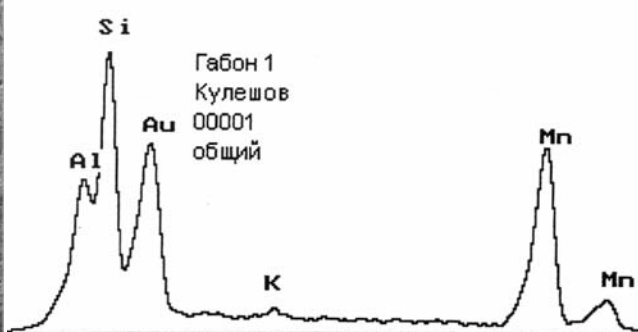
Фиг. 29. Участок без развития кристаллизации, но, видимо, с изменениями по микробальной массе



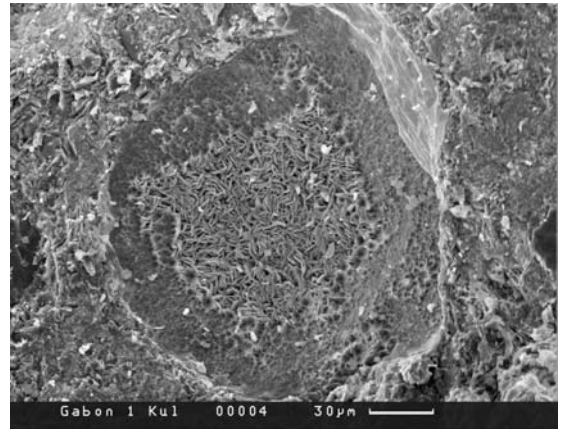
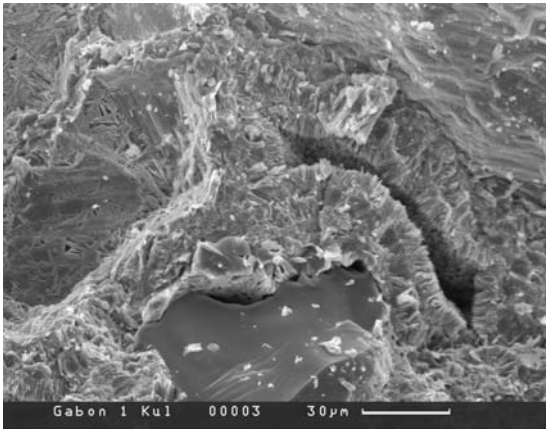
Фиг. 30. ЭДС этого участка с максимальным развитием железа, подчиненными марганцем, кремнеземом, алюминием



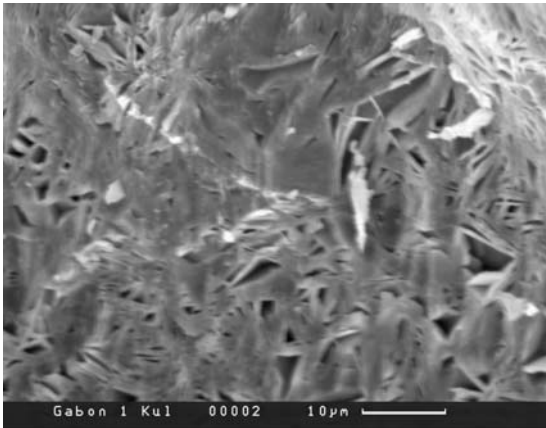
Фиг. 31. Общий вид обр. 1 в СЭМ; характерно присутствие терригенного обломочного материала



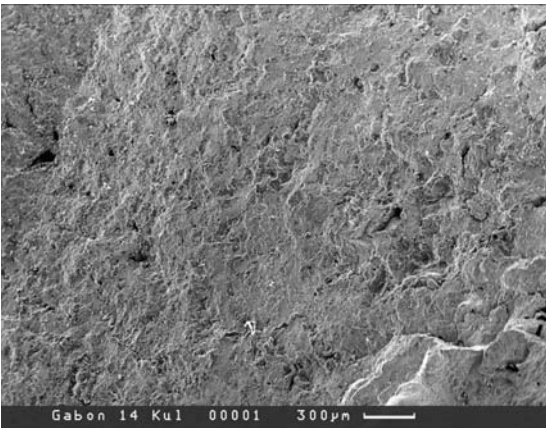
Фиг. 32. ЭДС этого участка с высоким железом и марганцем, относительно меньшим алюминием



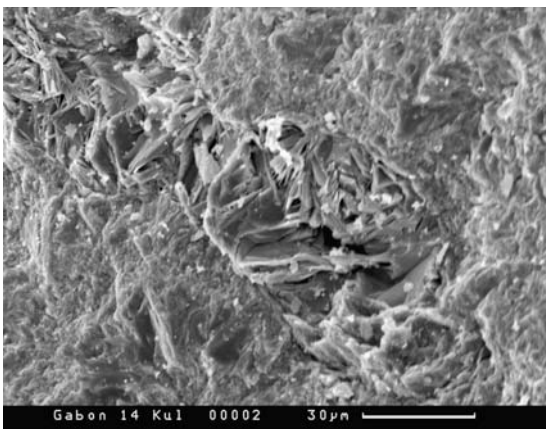
Фиг. 33–35. Разные формы развития процессов окристаллизации руды



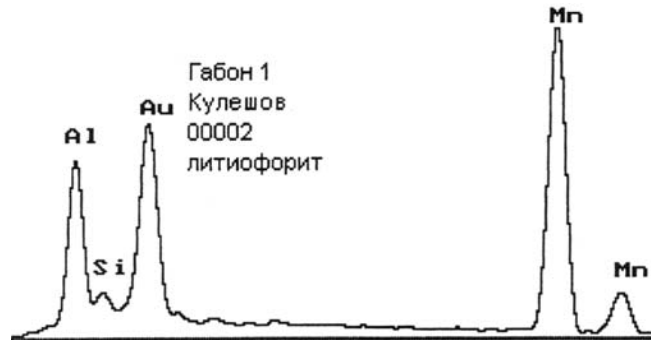
Фиг. 35.



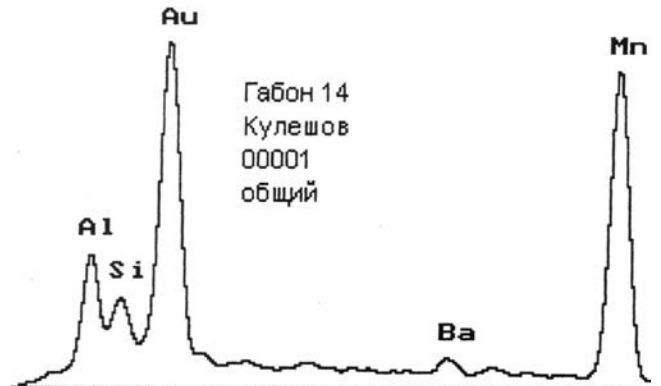
Фиг. 37. Общий вид в СЭМ обр. 14



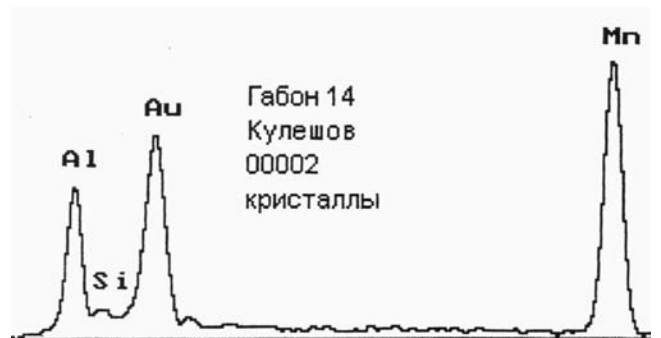
Фиг. 39 и 41. Развитие разных форм кристаллизации руды



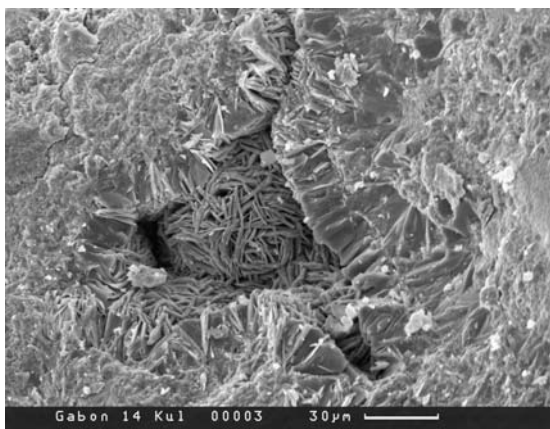
Фиг. 36. ЭДС участка развития игольчатых кристаллов, видимо, литиофорита, судя по резкому преобладанию алюминия над кремнеземом и высокому марганцу



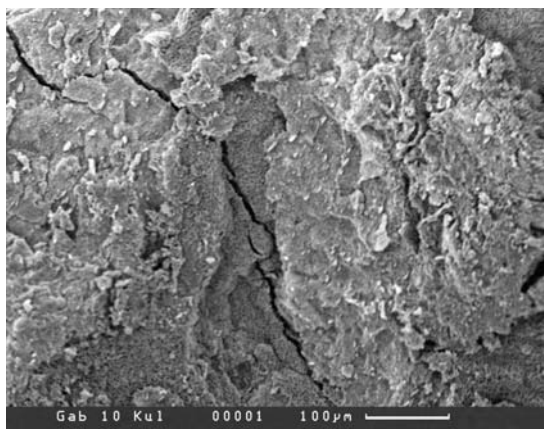
Фиг. 38. ЭДС этой части, с указанием на высококачественную руду, но с преобладанием алюминия над кремнеземом



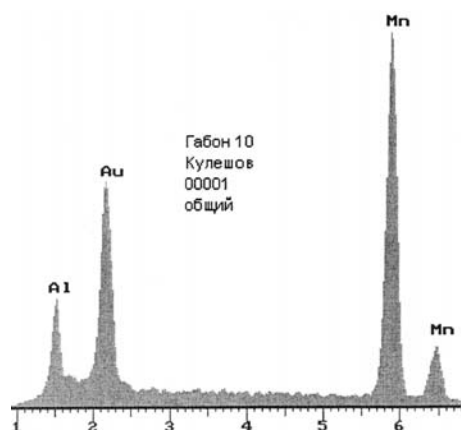
Фиг. 40. ЭДС кристаллической массы с резким преобладанием алюминия над кремнеземом



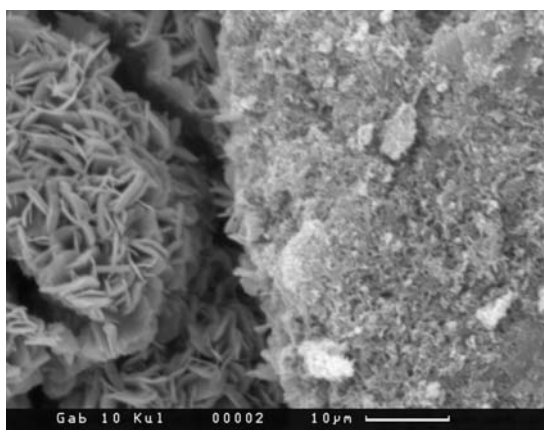
Фиг. 41.



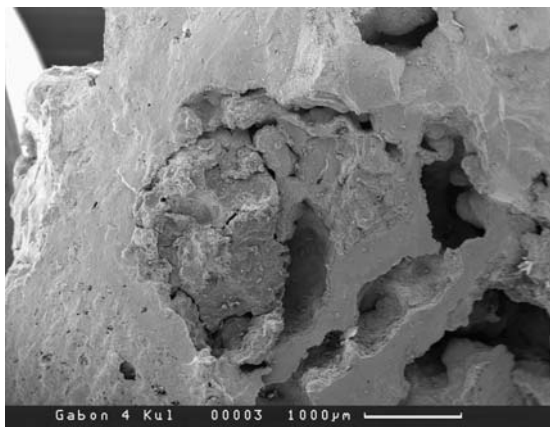
Фиг. 42. Общий вид в СЭМ обр. 10



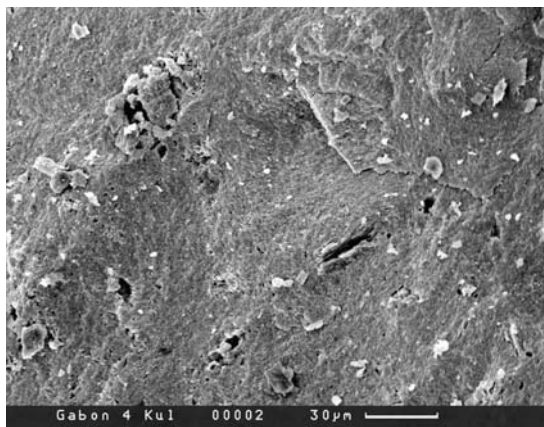
Фиг. 43. ЭДС этой части, с развитием марганца и алюминия



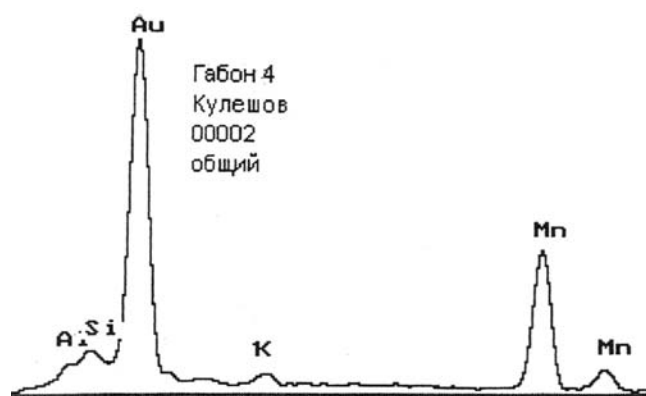
Фиг. 44. Участки раскристаллизации в руде



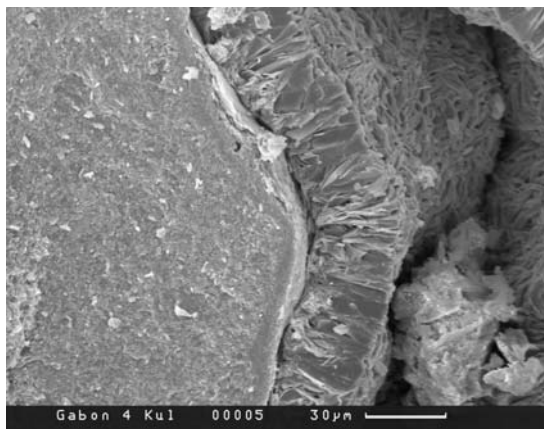
Фиг. 45. Общий вид в СЭМ обр. 4



Фиг. 46. То же, но более детально

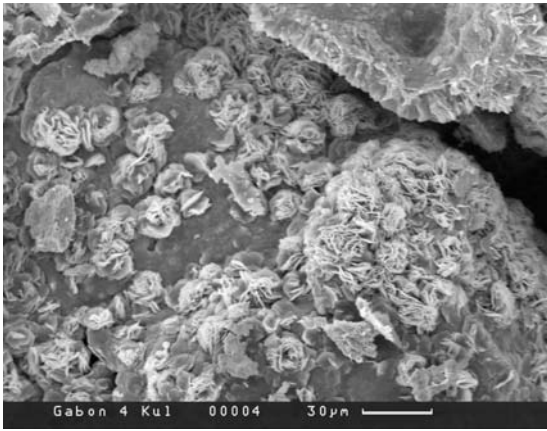


Фиг. 47. ЭДС этой части с резким преобладанием марганца над алюминием и кремнеземом

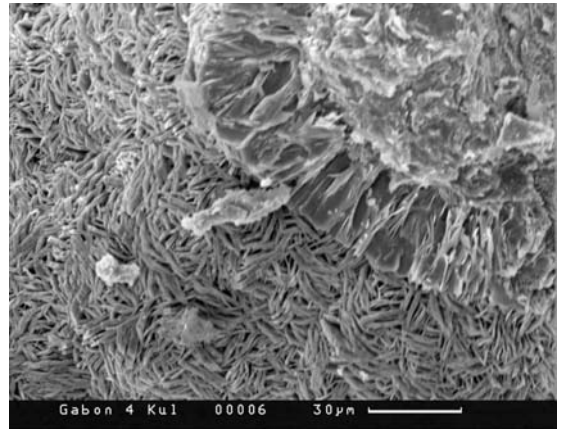


Фиг. 48.



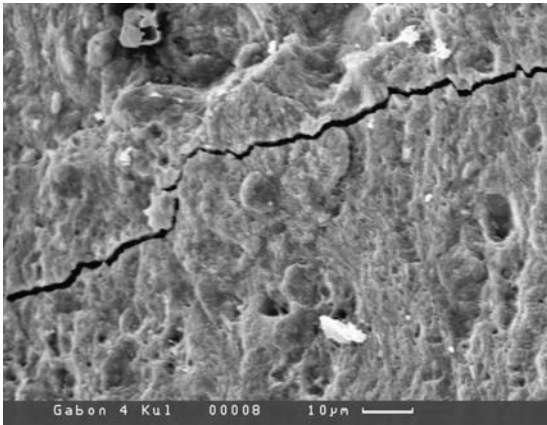


Фиг. 49.

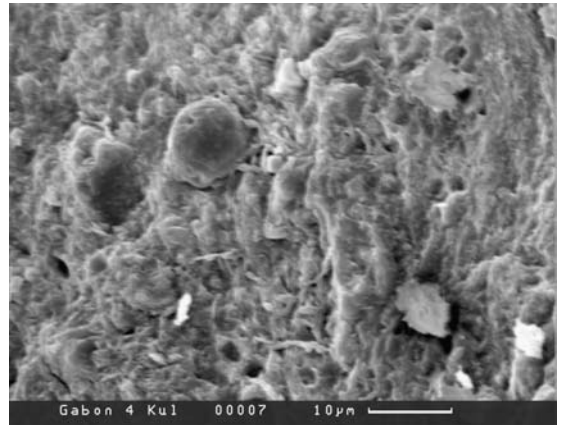


Фиг. 50.

Фиг. 48–50. Разные формы развития кристаллизации в руде

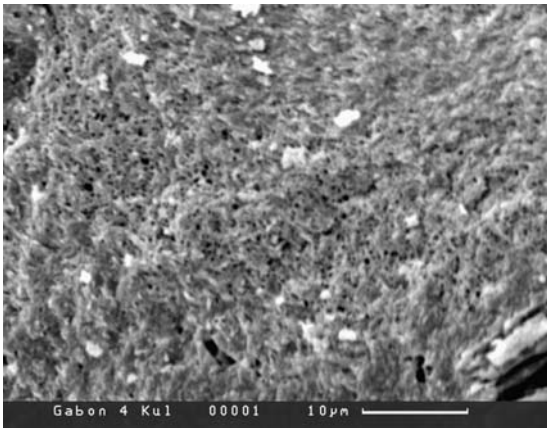


Фиг. 51.

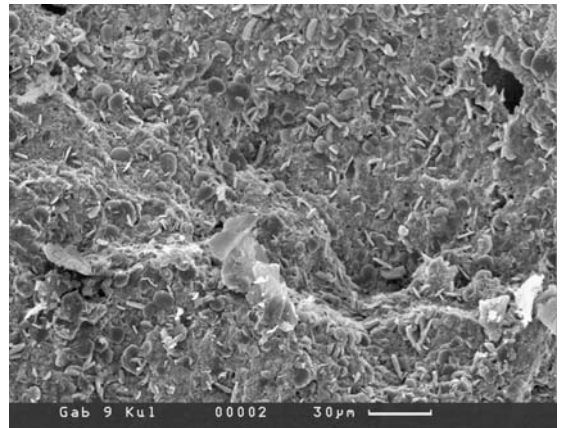


Фиг. 52.

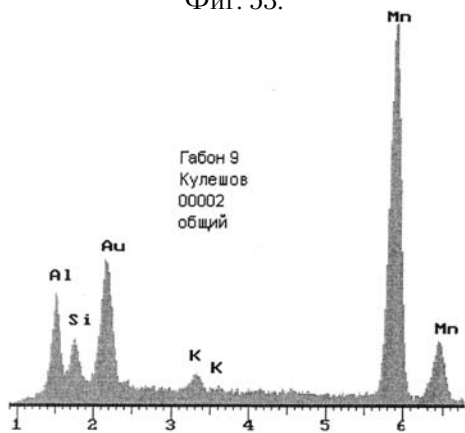
Фиг. 51–53. Мало измененные участки руды с реликтами первичного характера



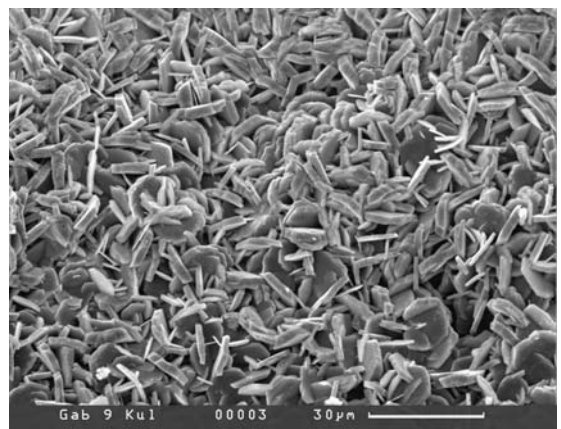
Фиг. 53.



Фиг. 54. Общий вид в СЭМ сильно кристаллизованной руды — обр. 9

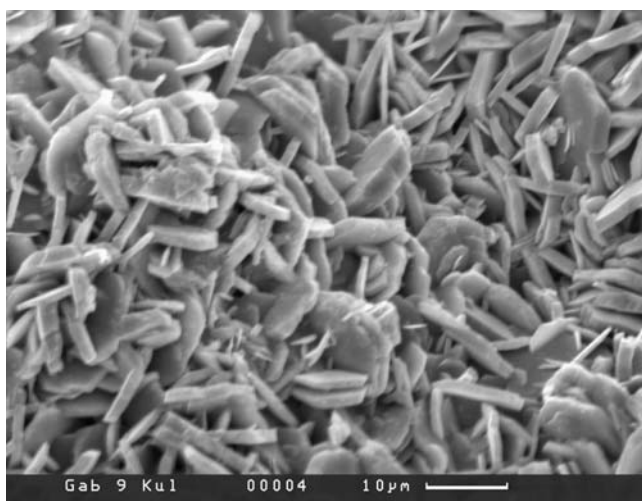


Фиг. 55. ЭДС этого участка с высоким марганцем и заметным преобладанием алюминия над кремнеземом

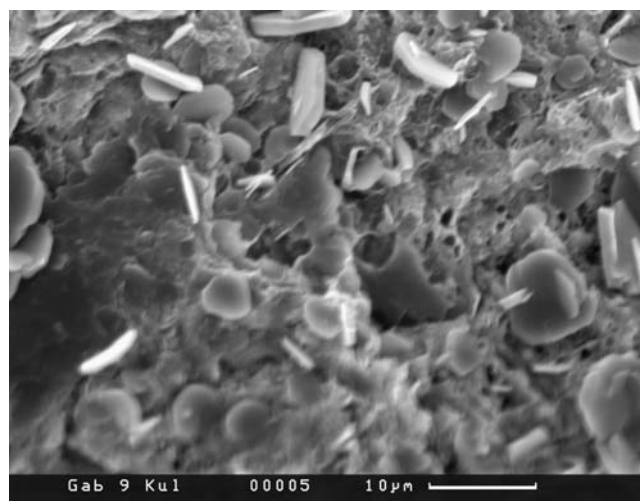


Фиг. 56 и 57. Участки интенсивной кристаллизации

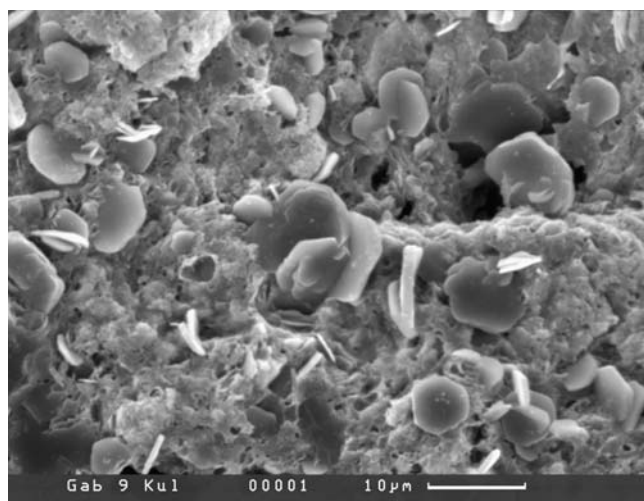




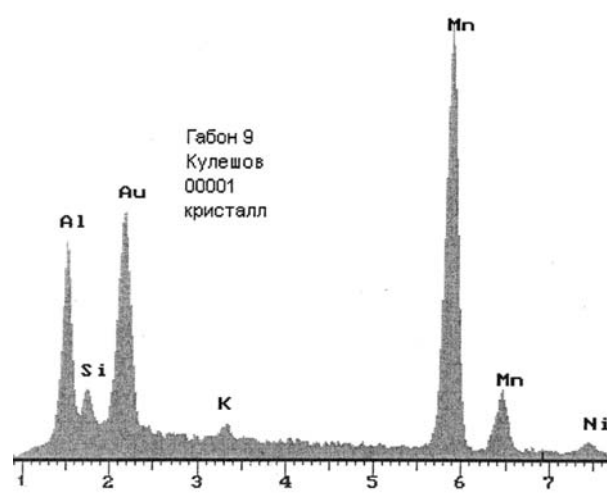
Фиг. 57.



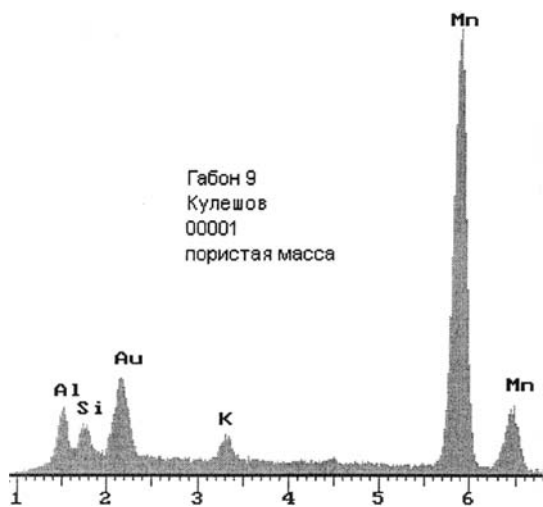
Фиг. 58 и 59. Участки менее интенсивных изменений с вероятными реликтовыми структурами



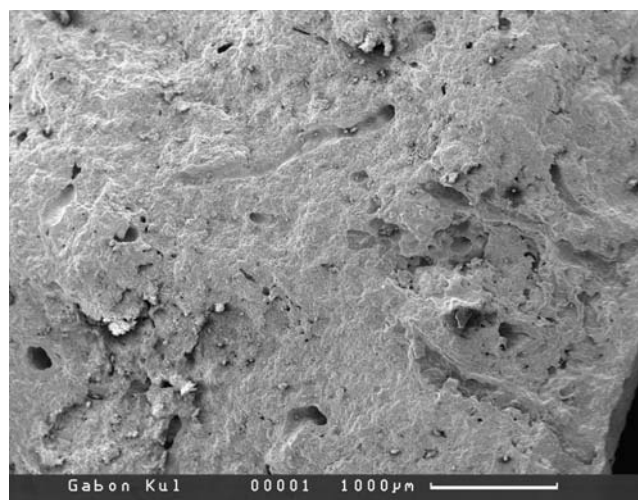
Фиг. 59.



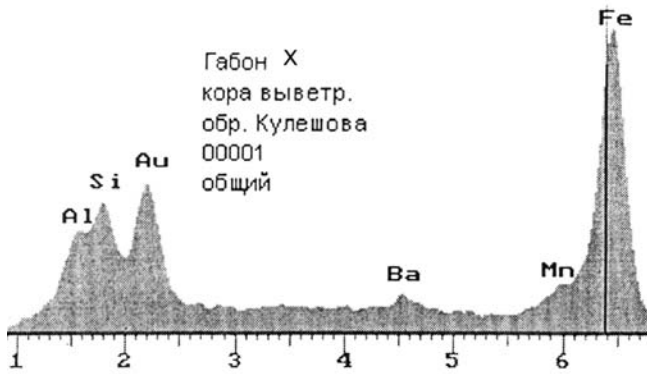
Фиг. 60. ЭДС кристаллических форм, с преобладанием алюминия над кремнеземом



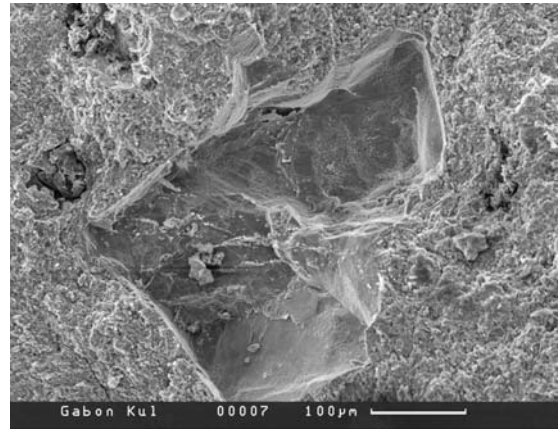
Фиг. 61. ЭДС основной некристаллизованной массы, где содержание алюминия незначительно превышает содержание кремнезема



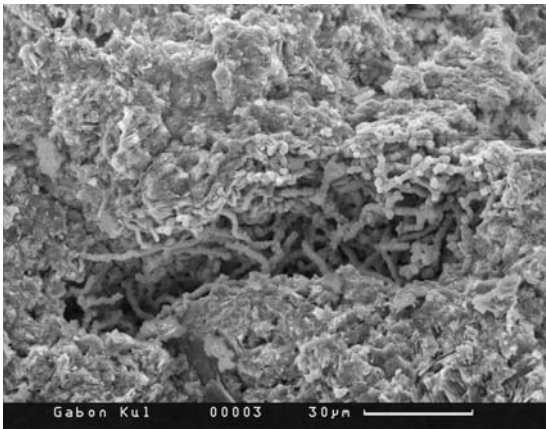
Фиг. 62. Вид в СЭМ образца коры выветривания обр. 1



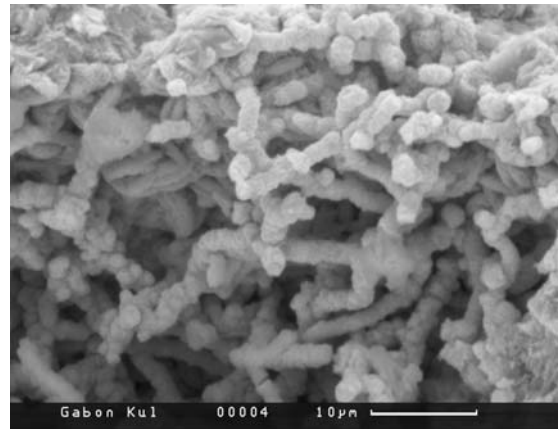
Фиг. 63. ЭДС этой части с развитием железа, превышением кремнезема над алюминием



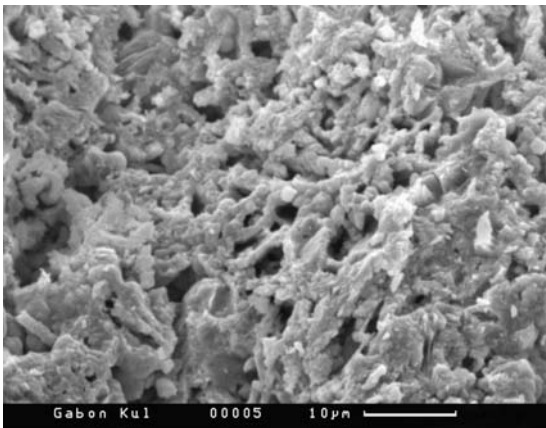
Фиг. 64. Терригенный угловатый обломок кварца



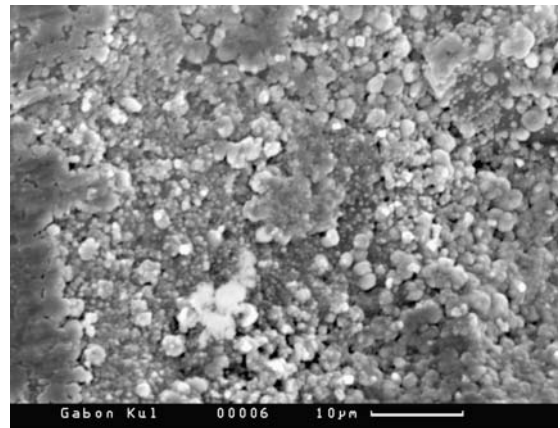
Фиг. 65. Общее строение основной массы из нитчатых форм



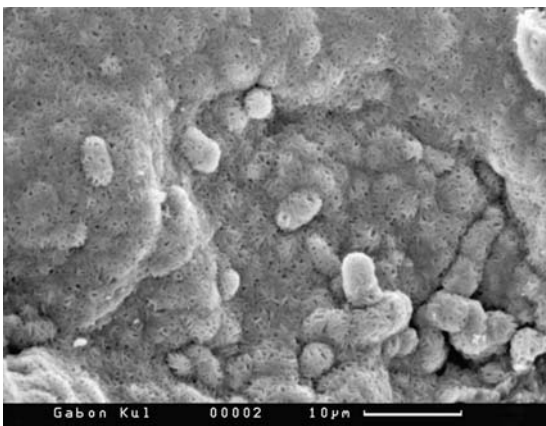
Фиг. 66 и 67. То же, но более детально



Фиг. 67.



Фиг. 68.



Фиг. 68 и 69. Другие формы, слагающие кору выветривания

Фиг. 69.

## 7.4. Марганцевые месторождения группы Пенганга, Индия

*Э.Л. Школьник (по материалам [392])*

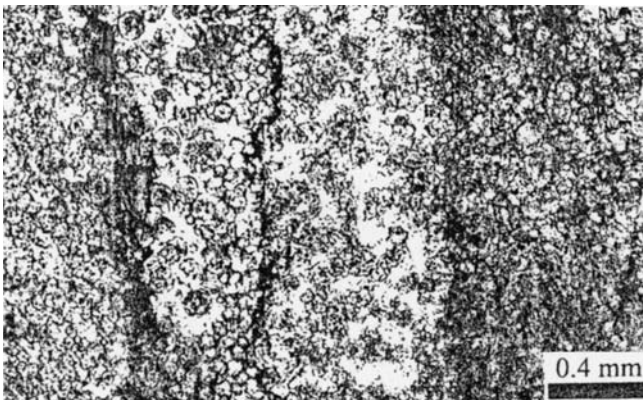
Авторы настоящей монографии не обладали образцами марганцевых руд Индии, одного из мировых лидеров по локализации таких руд преимущественно докембрийского возраста [283]. Мало работ индийских специалистов по изучению этих руд в СЭМ, но одна из работ, в которой применено изучение в СЭМ, касается оруденения в позднекембрийской группе Пенганга в штате Андхра-Прадеш вблизи г. Адилабад [392]. Эти слои обнажаются на площади 200 км<sup>2</sup> и содержат тела окисдных марганцевых руд в известняках, в ассоциации с кремнистыми сланцами, яшмами, известковистыми сланцами. В литературе [392] они описывались как первичные седиментационные, но в результате последнего изучения [392] стали рассматриваться как окисленные первично карбонатные (родохрозитовые и кутногоритовые) руды, тонко ламинированные (фиг. 1), и микрооолитовые родохрозитовые (фиг. 2 и 3). Руды образовались на внешнем шельфе этого бассейна до главной регрессии.

Поверхностно окисленные богатые руды состоят в основном из тодорокита. Замещение тодорокитом кутногорита микрооидов представлено на фиг. 4. Такие руды содержат прожилки с кристаллами манганита, также замещаемые тодорокитом.

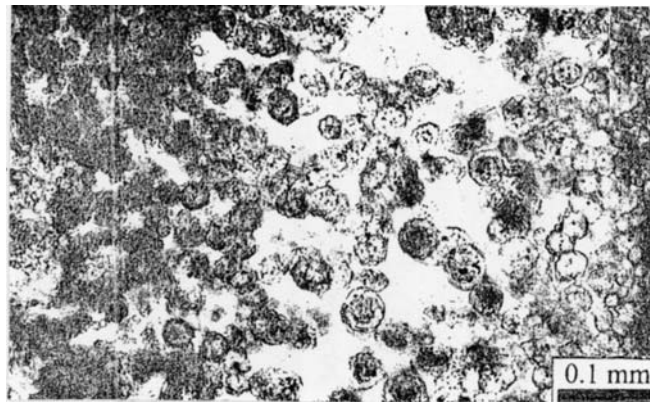
В СЭМ было изучено немного образцов. Весьма показателен травленный образец, в котором представлены родохрозитовые ооиды (фиг. 6). Они вполне аналогичны представленным выше при рассмотрении руд Чиатурского месторождения формам. На фиг. 7 представлено замещение кремнем этих микрооидов. Относительно генезиса микрооидов исследователи полагают, что они формировались непосредственно ниже поверхности воды — осадок в очень раннем диагенезе. Явное обогащение керогеном некоторых ламин может указывать на определенную роль микробиальных процессов при образовании марганцевых карбонатов.



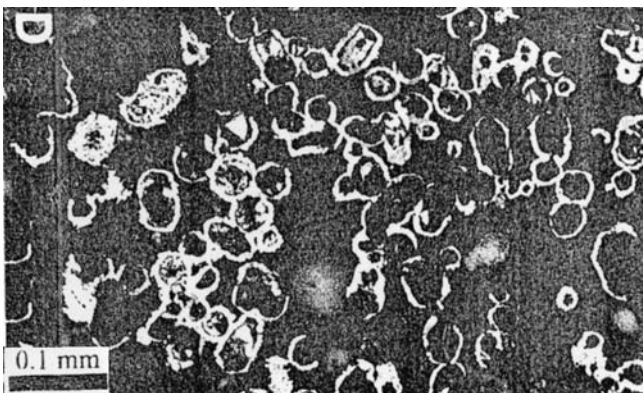
Фиг. 1. Примеры тонко ламинного сложения руд группы Пенганга: А. Супергенно преобразованная тодорокитовая руда, с реликтами обогащенных карбонатами кремнистых прослоев; В. Типичная микроламинная микрооолитовая (родохрозитовая) руда, с микростилолитами и линзами марганцевого кальцита; С. Ламинный обогащенный кутногоритом кремнь с прослоями кутногорита



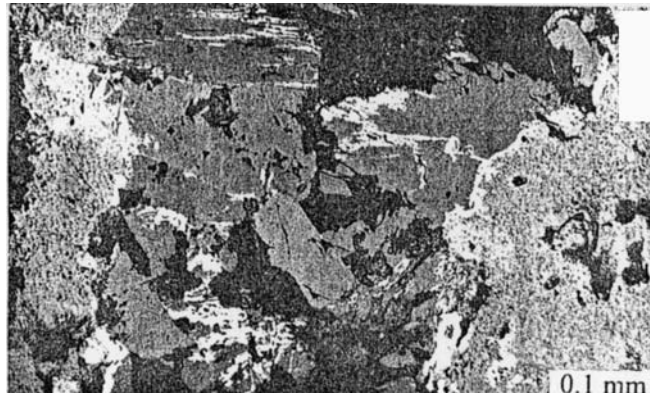
Фиг. 2. Родохрозитовые микрооиды в спаритовом цементе Мп-кальцита. Хорошо развита микроламбация, с концентрацией керогена вдоль слоистости



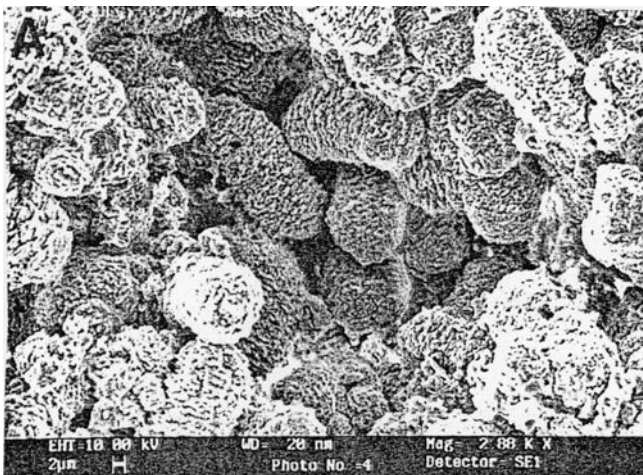
Фиг. 3. То же, но более детально строение микрооидов, с темными включениями ОВ и гематита в крупных ооидах



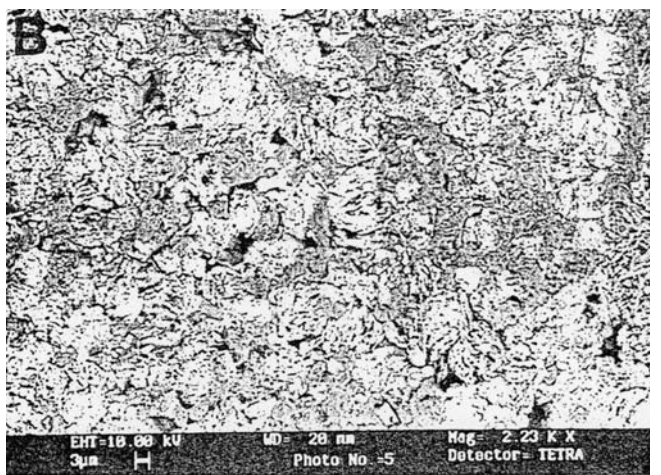
Фиг. 4. Замещение кутногорита ооидов преимущественно супергенным тодорокитом (светло-серое)



Фиг. 5. Призматические кристаллы манганита в жилках, поперечных супергенному тодорокиту. Манганит замещается тодорокитом



Фиг. 6. Фотография в СЭМ (и далее). Родохрозитовые микрооиды в травленном образце. Продолговатые шишкообразные формы микрооидов хорошо выражены



Фиг. 7. Диагенетический кремнь (более темноватое) цементирует и замещает кутногоритовые микрооиды (более светлое)



## 7.5. Марганцевая минерализация строматолитов Ботсваны

*Э.А. Еганов, Э.Л. Школьник* (по материалам [429])

В разрабатываемом марганцевом месторождении близ г. Каньи на юго-востоке Ботсваны, Южная Африка, в рудном столбе Квакве Хилл было установлено присутствие марганценосных строматолитов. Марганценосные отложения устанавливаются в останце тектонического покрова докембрийских осадочных пород, которые сопоставляются с подразделениями Блэк Риф и доломитовой свитой Трансваальской системы (около 2 млрд. лет). Мощность пачки, включающей строматолиты, невелика и не типична для стратотипического разреза; преобладающие марганцевистые аргиллиты несомненно перекрываются отложениями Ватербургской системы, что точно определяет их стратиграфическое положение. Строматолиты приурочены к основанию пачки этих марганцевых руд сланцевого типа, мощностью до 3 м, а их подстилает также маломощная пачка красновато-коричневых гематитовых сланцев.

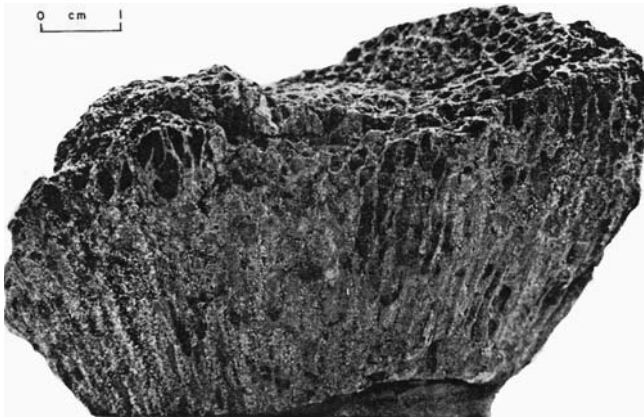
Вообще марганцевые руды Квакве Хилл проявлены в двух типах. В первом случае это ламинированные варво-подобные сланцы меняющегося состава, в зависимости от примеси глины или окислов железа. Они переслаиваются с белыми каолиновыми сланцами, кремнями, слоями вада (марганцевой охры), глинистыми сланцами и песчаниками. Другой тип руды состоит из рассеянных нодулей пиролюзита и нсутита в светлых желтоватых охристых аргиллитах. Эти конкреции часто концентрически-зональные и могут составлять до 40% объема породы, располагаясь преимущественно вдоль неотчетливо выраженных поверхностей наслоения аргиллитов. По составу они варьируют от богатого нсутита до железистого пиролюзита, с размерами отдельных форм от 1 см в поперечнике до агрегатов около 40 см в поперечнике. Подобные конкреции до 2–20 мм в диаметре могут встречаться в маломощных, невыдержанных слоях высокоалюминистых сланцев.

Главная пачка марганцевых конкреций залегает непосредственно ниже сланцеподобной руды, а строматолиты взяты из массивных пиролюзитовых линз, которые разделяют два этих типа руды. Из собранных полдюжины образцов, содержащих от 70 до 95%  $MnO_2$ , наиболее характерен обр. 1 (фиг. 1 и 2), представляющий развитые субпараллельные столбики 1–3 мм в диаметре. Они достигают 5 см в длину, сложены тонкозернистым сажисто-черным пиролюзитом с друзовыми кристаллическими формами, заполняющими интерстиции. Пальцеобразные и ветвящиеся формы и хорошо выраженные линейные структуры имеют сходство с типичными столбчатыми строматолитами, что исключает их гипергенное происхождение.

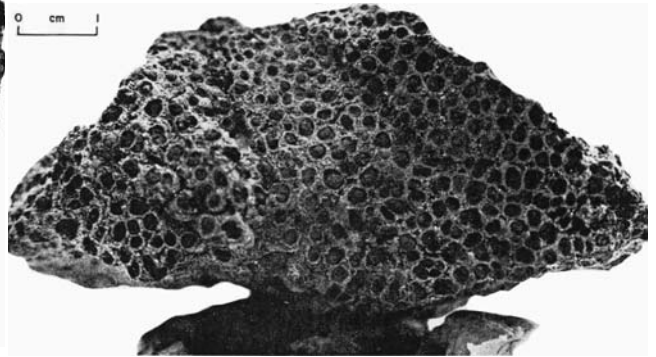
Разрезы и шлифовки других образцов вскрывают строматолитовые структуры столбчатых форм (фиг. 2 и 3). Первый из них, разрезанный по слоистости, обнаружил ветвление, капустоподобные и изолированные формы, сохранившие тонкую строматолитовую ламинацию. Образцы, состоящие только из изолированных форм (фиг. 4), также вполне аналогичны типичным строматолитам. Они слагаются сферическими, эллиптическими, сосковидными или же причудливыми формами, с концентрической тонкой слоистостью и размерами до 5 мм в поперечнике. Они не похожи на конкреции даже малых размеров. Авторы находки полагают, что строматолиты могут быть первичными или замещенными карбонатными. Марганцевые конкреции, с которыми ассоциируют строматолиты, могут быть аналогами тех образований, которые возникли в современных океанах и которые могут иметь биогенное происхождение [429].

Несомненно, что в докембрии Ботсваны найдены марганценосные строматолиты. Понятно, что поскольку они сложены пиролюзитом, отчасти окисленным и частично кристаллическим, мы имеем дело с продуктами интенсивного окисления, вероятнее всего, в гипергенных условиях. Как следует из всего, что изложено в настоящей работе выше, строматолиты, скорее всего, были карбонатными, затем замещены марганцевым карбонатом, в последующем претерпели интенсивное окисление и карбонат замещен кристаллическим пиролюзитом. В целом, это обычнейшая ситуация для марганцевого оруденения на Земле. Таким образом, уже в достаточно глубоком докембрии реализовался тот же марганцеворудный процесс, что и проявлен в фанерозое — низко-температурное замещение биогенной матрицы соединениями марганца.

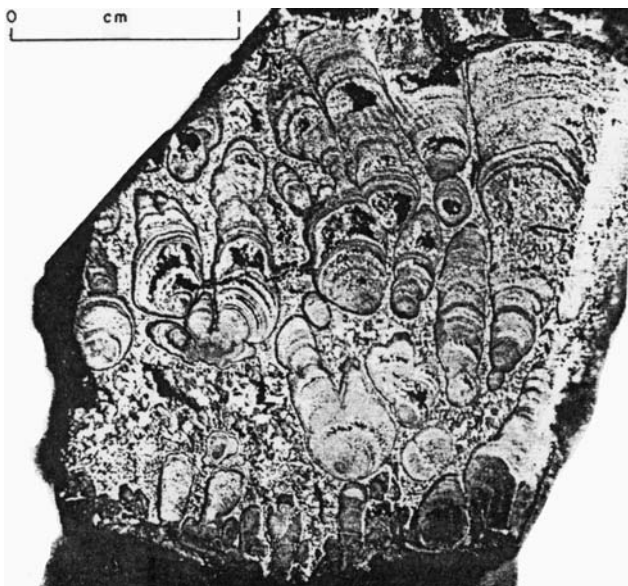




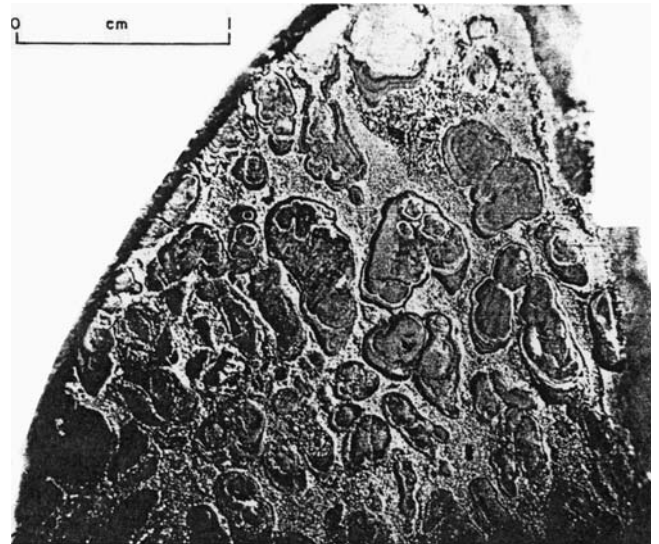
Фиг. 1. Общий вид образца строматолита из оксидов марганца типичного столчатого сложения — вид сбоку



Фиг. 2. То же, вид сверху



Фиг. 3. Фотография другого образца с характерной столчатой структурой при весьма тонкой ламинации



Фиг. 4. Еще один образец подобного строматолита из оксидов марганца с изолированными столбчатыми структурами

## ГЛАВА 8. ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ И КОНКРЕЦИИ ОКЕАНА

### Введение

*Э.Л. Школьник*

Колоссальные масштабы распространения кобальтоносных оксидных железомарганцевых корок и конкреций на подводных горах (гайотах) и конкреций в ряде в глубоководных районов Мирового океана делают их одним из важнейших составляющих железо-марганцевого оруденения на планете и определяют исключительно важное экономическое значение в будущем. Общие ресурсы их оцениваются во многие миллиарды тонн. Известные многие десятки лет, интенсивно изучаемые многими странами, в том числе и Россией, они воспринимаются генетически достаточно близко, хотя часто отмечается недостаточная обоснованность принятых моделей. Будучи вероятно рудами будущего, их ясная генетическая позиция иногда не кажется достаточно важной проблемой из-за сравнительной простоты строения месторождений — крайней малой мощности рудных тел и значительной площадной их распространенности. Такие суждения достаточно спорны, поскольку пока не ясны причины различных мощностей корок в пределах одного участка гайота, где, казалось бы, близки все условия седиментации. К тому же преимущественно они изучены с помощью донных драг и мало вскрыты бурением, при котором только и можно получить максимально полные данные: пока они вскрыты несколькими десятком скважин глубоководного бурения и десятками скважин на гайотах Магеллановых гор.

Для авторов настоящей монографии эти руды были объектом необходимого освещения. Однако, вследствие очевидной специфики — распространения обычно на значительных площадях в самой верхней части дна при незначительных мощностях рудных залежей, слабой изученности месторождений и дистанционном характере такого изучения, их характеристику трудно представлять так же четко, как месторождений на континентах. Тем не менее, благодаря многолетним и успешным исследованиям коллектива «Южморгеология» Минприроды РФ получены довольно полные сведения о данном типе минерализации. Соответственно представители этого коллектива и взяли на себя труд достаточно полно представить этот тип минерализации читателям настоящей монографии. Большое количество залежей, крупные параметры оруденения при относительно разной и часто слабой их изученности практически не дают возможности охарактеризовать всех их. Поэтому мы ограничиваемся рассмотрением только двух крупных региональных участков, достаточно типичных для этого оруденения в Тихом океане, по сути месторождений.

Заметное внимание уделено проблеме формирования этого оруденения, поскольку авторы монографии придерживаются иной раз резко противоположных представлений о генезисе рассматриваемых рудных накоплений — и они обосновывают свою точку зрения по генетическим вопросам в условиях полной свободы дискуссии. Читателю предстоит самому определить какая из точек зрения представляется наиболее адекватной имеющимся фактам и наблюдениям. Значительная литература по проблеме образования корок и конкреций в определенной степени учитывается ниже. Однако, предоставляя возможность авторам свободно излагать свои позиции, мы хотели максимально полно обнажить различия в подходах и оценках, для реального прогресса в наших познаниях как океанского рудогенеза, так и вообще марганцевой и железомарганцевой минерализации. Мы лишь несколько напомним общую ситуацию как своеобразное введение в историю вопроса.

Открытие Fe-Mn конкреций на океаническом дне произошло во время знаменитой экспедиции «Челенджера» в 1873–1876 гг. Корки привлекли внимание лишь после Второй мировой войны. За более чем столетнюю историю изучения накоплен столь значительный материал, что полностью оценить его достаточно сложно. По состоянию на начало 80-х годов прошлого века наиболее полная сводка знаний по рассматриваемой теме несомненно принадлежит Д. Кронену [168], в которой с разной степенью полноты рассмотрены все основные вопросы рудогенеза кон-

креций и менее корок, до сих пор волнующих специалистов. Несколько позже важную определяющую работу по коркам для центральной части Тихого океана сделали П. Хальбах и Д. Путеанус [284]. Многие проблемы рудогенеза рассмотрены в ряде монографий российских авторов [29, 31, 35, 53, 78, 47]. В последнее десятилетие наиболее полные новые материалы сообщают сотрудники специализированных морских геологических организаций Минприроды РФ [169, 2, 209].

Рассмотрим только наиболее принципиальные аспекты проблемы, по которым можно судить об основных существующих представлениях и противоречиях в оценках.

С позиций источника вещества для формирования корок и конкреций в целом вариации взглядов достаточно широки — от продуктов подводной вулканической деятельности до поступлений с континентальным сносом [209]. И уже в работе Е. Бонатти с коллегами [356] в начале 70-х годов была предложена классификация этих руд по возможному источнику вещества главных компонентов — Fe и Mn: гидрогенные, гидротермальные, гальмиролитические и диагенетические. Почти 40 лет она вполне удовлетворяла исследователей и лишь в последнее время может дополниться представлениями о поступлении рудного вещества с восходящими флюидами — продуктами гальмиролитического разложения вулканитов, залегающих иногда значительно ниже рудных накоплений.

Гидрогенный источник рудных оксидов считают важным и даже исключительным те исследователи, которые утверждают, что корки и конкреции — существенно седиментационные образования, рудное вещество которых отлагается из наддонной воды. Однако, такое отложение идет не по обычному принципу формирования осадочных пород — «частица за частицей», а вследствие некоторых особенностей, присущих соединениям Fe и Mn в придонном слое (см. ниже). Итак, источник — океаническая вода, а поступление в нее рудных компонентов связывается разными авторами с различными явлениями — от гидротермальных процессов до континентального стока, но наиболее активно в последние десятилетия рассматривается поставка основных компонентов с карбонатным планктоном и отдача их в зонах растворения карбонатов. При этом исследователей не смущает то, что непосредственно в наддонной воде содержания и железа, и марганца обычно крайне низкие, в несколько раз меньше, чем в иловых водах.

Отчасти именно поэтому важная роль представляется диагенетическим процессам, прежде всего применительно к конкрециям. Рудные компоненты в этом случае концентрируются в результате постседиментационных процессов вследствие перераспределения вещества в осадочной колонке на небольшие расстояния. В условиях формирования конкреций в рыхлых осадках рудоотложение в результате диагенетических процессов из иловых вод представляется главным. Для корок, непосредственно приуроченных к поверхности твердых коренных пород дна, диагенетическая модель не применима.

Активно обсуждаемой проблемой, имеющей не менее принципиальное значение, является определение способов отложения рудных накоплений. Д. Кронен [168] разумно полагает, что детальное изучение текстурно-структурных особенностей корок и конкреций позволяет наиболее близко приблизиться к пониманию проблемы их накопления.

Любопытны поставленные американскими специалистами многолетние (до 42 месяцев) эксперименты по выяснению процессов гидрогенного отложения на специальных пластинках с различным покрытием: от оксидов Fe и Mn, родохрозита до кальцита, базальта, размещенных на различных глубинах (800–2000 м) на подводной горе Крест [347], которые почти не цитируются. Наиболее масштабными оказались существенно марганцевые покрытия на субстрате из оксидов Mn и Fe, при глубинах размещения 800 м и 30 месячной экспозиции, при том, что на других, особенно не содержащих марганца, субстратах были накопления либо детритных частиц, либо железистые покрытия, либо не было вообще покрытий. Важная роль аккрецирования из наддонной воды на существующие железомарганцевые корки новых количеств этих оксидов представляется этими экспериментами сравнительно подтвержденной. Поэтому для корок вопрос упирается теперь в выяснение главной проблемы — откуда и какими процессами на поверхность выходов коренных пород поступают первые железомарганцевые скопления — лишь после этого корки могут расти за счет аккреции, но возможно и продолжая нарастать снизу путем продолжающегося замещения. Соответственно ясно, что рост конкреций идет по другой модели и лишь выходящая на поверхность дна часть конкреции только и может расти по принципу аккреции.

Несмотря на весьма многочисленные подробные описания корок и конкреций, обстановок их размещения и строения, характеристик условий их образования в многих сотнях, если не в тысячах публикаций, все же возникают много серьезных вопросов, рассмотрение которых обычно не становится предметом тщательного анализа и обсуждения. Видимо, справедливо сказано в работе [148], что предложенные до сих пор варианты генезиса корок и конкреций не могут считаться безусловно верными.

Таким образом, больше разночтений по вопросам источника рудного вещества, а также по способу отложения, где собственно доминируют две точки зрения — прямое отложение из наддонной воды и еще недостаточно оцененное отложение путем замещения в массе вещества будущей конкреции, которое, строго говоря, нельзя считать типично диагенетическим, ибо это не процесс начала литификации вмещающего осадка. Таким образом, логично, прежде всего, рассматривать способ отложения вещества конкреции, а затем анализировать возможные источники поступления.

В этом разделе мы представляем типичные месторождения ЖМ корок и конкреций в Мировом океане для сравнения их с охарактеризованными выше месторождениями в континентальном секторе Земли, в связи с тем, что в литературе до недавнего времени практически не было описаний таких месторождений, а проводились лишь самые общие характеристики, преимущественно по данным океанологических рейсов. Лишь в последнее время появилась первая обобщающая работа М.Е. Мельникова [210] по рудам подводных гор, степень изучения глубоководных конкреций зоны Кларион-Клиппертон стала приближаться к достаточному уровню, почти соответствующему необходимому при описании месторождения. При изучении этих объектов широко использовалось изучение в СЭМ, но, к сожалению, оно не привело к существенному пониманию большинством исследователей истинной картины формирования этого оруденения, что заставило нас ввести специальный раздел и представить возможность провести дискуссию по генетическим вопросам.

## **8.1. Железомарганцевое месторождение гайота Федорова, Магеллановы горы, Тихий океан**

*М.Е. Мельников*

Среди многочисленных подводных возвышенностей Тихого океана, несущих корковое кобальтоносное гидрооксидное железомарганцевое оруденение, наибольшими масштабами, относительным качеством, более детальной изученностью выделяется гайот Федорова (ранее известный как гайот ИОАН), относящийся к группе Магеллановых гор в СЗ части океана (рис. 1). Детальные геолого-геофизические исследования выполнялись здесь АО «Дальморгеология», затем ГНЦ «Южморгеология». К настоящему моменту на гайоте проведены комплексные геофизические исследования, геологическое опробование скальными драгами по сети 2×5 км, на участках детализации 2×2,5 км., пробурены около 50 неглубоких скважин [206, 211].

### **Региональная геология**

Гайот Федорова расположен в восточной части Магеллановых гор, представляющих цепь внутриплитных крупных вулканических построек, не имеющих общего цоколя, и разделяющих плиты впадины Сайпан и котловины Пигафета, более крупной структуры — Восточно-Марианской котловины (рис. 1).

Западная часть цепи Магеллановых гор приурочена к разломной зоне Огасавара, располагаясь на участках между структурами Огасавара 1 — Огасавара 2 — Огасавара 3 [210, 421]. Восточное звено цепи, южнее гайота Федорова, включающее горный массив Ита-Май-Тай — Геленджик и гайот Бутакова находятся южнее структуры Огасавара 1. Возраст плиты впадины Сайпан — позднеюрский. Плита между разломами Огасавара и Кашима, к которой приурочена котлови-

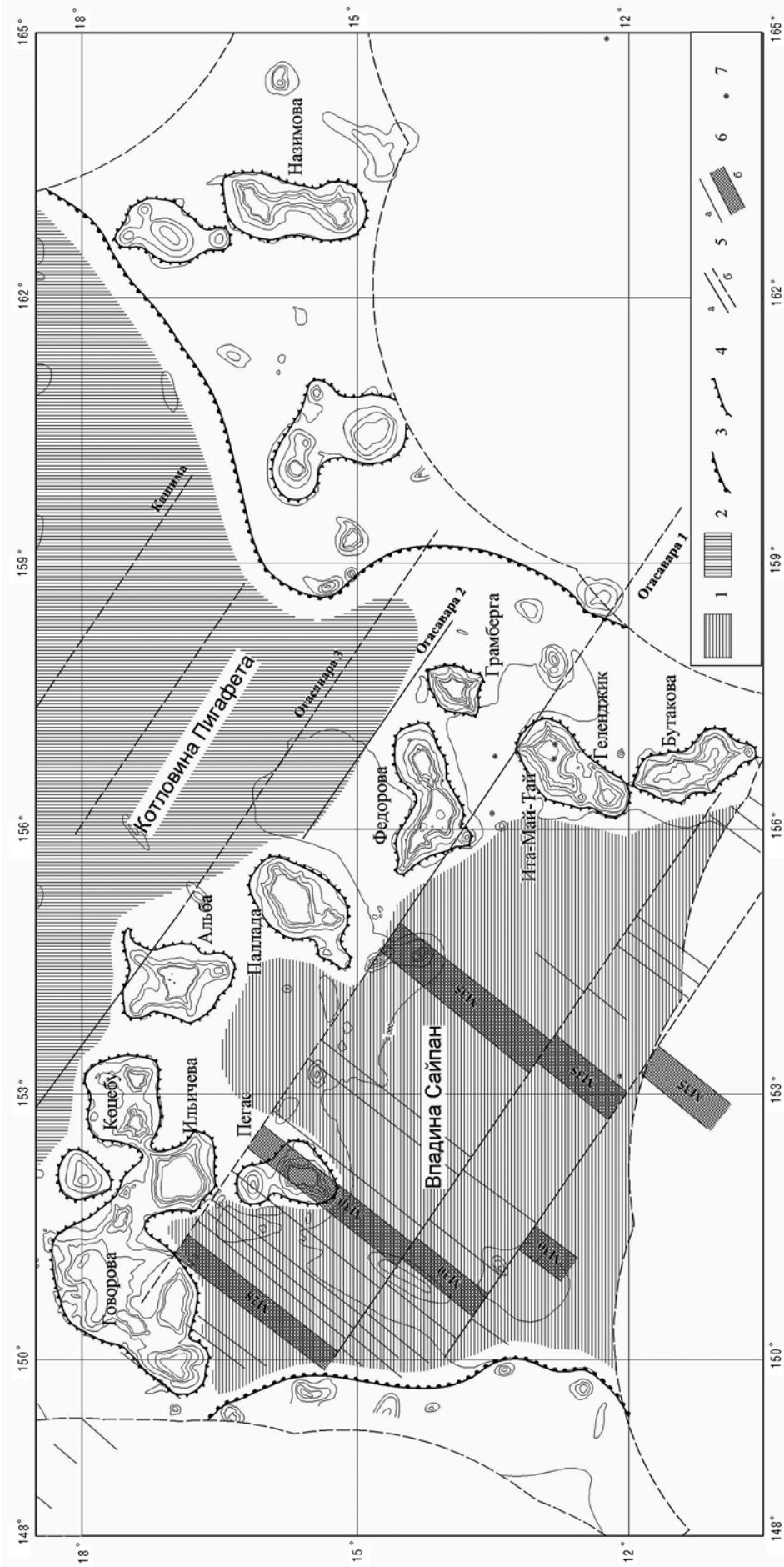


Рис. 1. Тектоническая схема Магеллановых гор.

1–2 — абиссальные плиты: 1 — позднеюрского возраста, 2 — среднеюрского возраста; 3–4 — границы: 3 — подводных поднятий, 4 — горных сооружений; 5 — разломы трансформной природы и их названия: а — установленные, б — предполагаемые; 6 — предпологаемые; б — установленные; а — оси линейных аномалий, б — зоны идентифицированного бурения. Изобаты проведены через 1000 м.



на Пигафета, имеет среднеюрский возраст. Возраст плит определен по результатам глубоководного бурения [413, 423] и по возрасту линейных магнитных аномалий Китли.

Формирование цепи связано с активизацией тектонической и вулканической деятельности на рубеже юры и мела, в процессе которой развивались многочисленные линейные разрывные нарушения [94].

### Рельеф и морфология гайота

Гайот характеризуется угловатостью очертаний; на многих участках склонов направление изобат прямолинейно. В плане он представляет сложное горное сооружение дугообразной формы, с выпуклостью к юго-востоку, образованное двумя сросшимися вулканическими постройками с различной ориентировкой длинных осей (рис. 2). Размеры основания западной и восточной построек в контуре изобаты 5500 м — 110×66 км и 83×65 км соответственно. Западная постройка осложнена отрогом северо-западного и двумя отрогами юго-западного простирания, протяженностью 20–40 км. Отроги и выступы северо-западного простирания, протяженностью 10–20 км, осложняют склоны и восточной постройки. На юго-западе гайота располагается крупная сателлитная постройка с поперечными размерами 22×18 км и высотой более 2100 м.

Формы вершинных поверхностей обеих построек повторяют форму оснований и имеют размеры 79×28 и 42×18 км. Плато западной постройки расположено в интервале глубин 1500–1750 м, его поверхности полого погружаются от центра к периферии. На восточной постройке наиболее приподнятая восточная часть, расположенная на глубине 1300 м, постепенно погружаясь на юго-запад, переходит в седловину. Обе вершины осложнены вулканическими холмами, редкими уступами с перепадом глубин до 75 м.

Поверхность седловины расположена на глубинах 2000–2050 м. Склоны от обоих плато к базису седловины погружаются ступенчато. Особенно ярко это выражено на склоне восточной постройки, где имеют место три крупных ступени в интервалах 1850–1875, 1700–1750 и 1550–1600 м, разделенных уступами с перепадами высот от 75 до 125 м.

Склоны гайота образованы поверхностями крутизной от 4 до 25 и более. Наиболее крутые обрывистые поверхности (более 20°), опоясывают вершинные плато, опускаясь до глубин 2500–3500 м. Уклоны поверхностей подножья 4°–10°. В то же время здесь на локальных участках уклоны увеличиваются до 20°–25°. Склоны, как и вершинные поверхности, осложнены многочисленными мезоформами — вулканическими конусами и куполами, грядами, террасами, ступенями и уступами.

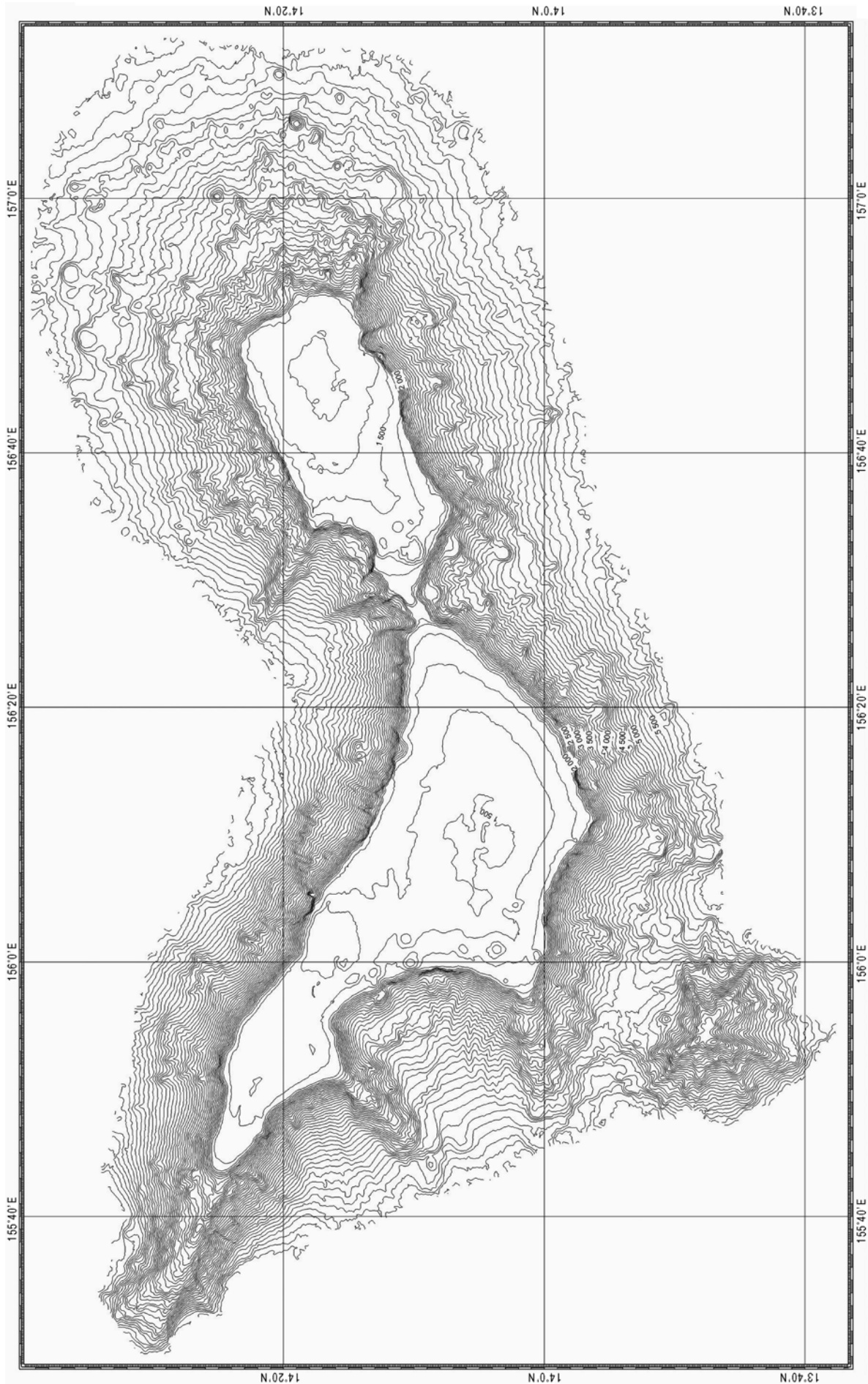
Центральная часть вершинных плато сложена карбонатными осадками плиоцен-четвертичного возраста. На большей части поверхностей этих осадков развиты песчаные волны (рифели). Это позволяет предполагать здесь существование режима транзита осадков. В то же время иногда выделяются участки разгрузки осадочного материала. В связи с этим большая часть вершин отнесена к зонам транзита осадков с элементами аккумуляции. Краевые части плато сложены коренными породами. На западной постройке почти повсеместно обнажаются апт-туронские рифовые известняки, на восточной преобладают породы вулканического комплекса. Эти периферические участки рассматриваются как зоны эрозии с элементами транзита осадков.

Поверхности склонов в целом денудационные. Картина распределения режимов на них очень пестрая. На верхних, наиболее обнаженных участках, сложенных коренными породами, преобладает эрозия. В средних и нижних частях склонов преобладают транзит и склоновая аккумуляция осадочных масс. В зонах аккумуляции отчетливо выделяются акваколлювиальные конусы выноса грубообломочного материала.

### Геологическое строение

В строении гайота выделено шесть вещественно-возрастных комплексов — раннемеловой, апт-туронский, сантон-маастрихтский, позднепалеоценовый-эоценовый, миоценовый и плиоцен-четвертичный (рис. 3).

Основание гайота слагает комплекс вулканических пород толеит-щелочнобазальтовой ассоциации, широко распространенной в пределах подводных гор и поднятий Тихого океана. Магматические породы в пределах рудного поля гайота распространены весьма широко и занимают бо-



**Рис. 2. Батиметрическая карта гайота Федорова.**  
Изобаты проведены через 100 м.

Система		Отдел		Ярус, подотдел	Индекс	Мощность, м	Характеристика пород
Четвертичная	Плиоцен	Плейстоцен	Плиоцен				
Неогеновая		Миоцен		N <sub>1</sub>		~ 250	Планктоногенные фосфатизированные кокколит-фораминиферовые известняки, тонкое переслаивание кокколит-фораминиферовых известняков с туффитами
Палеогеновая		Эоцен		P <sup>2</sup> -P <sub>2</sub>		100-150	P <sub>1</sub> <sup>2</sup> -P <sub>2</sub> - известняки рифогенные и фосфатизированные типа писчего мела, эдафогенные брекчии с кокколит-фораминиферовым цементом P <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> - туфы, туффиты
Меловая		Верхний		K <sub>2st-m</sub>		70 - 100	K <sub>2st-m</sub> - известняки рифогенные и кокколит-фораминиферовые интенсивно фосфатизированные, фосфатизированные эдафогенные брекчии K <sub>2m</sub> - туфы, туффиты
		Нижний		K <sub>1a-K<sub>2t</sub></sub>		200 - 300	K <sub>1a-K<sub>2t</sub></sub> - известняки рифогенные (биогермные, органогенно-детритовые, ракушняковые, оолитовые) и кокколит-фораминиферовые K <sub>1a-al</sub> - вулканические турбидиты: вулканомиктовые брекчии, песчаники и алевролиты K <sub>1al-K<sub>2s</sub></sub> - литифицированные глины, песчаники, гравелиты K <sub>2s</sub> - туфы, туффиты
				K <sub>1</sub>		> 3000	Эффузивы гавайской серии. Туфы и туффиты

Рис. 3. Стратиграфическая колонка.

лее 60% площадей обнаженных коренных пород. Петрографический состав пород и их геолого-геохимические характеристики позволяют разделить магматические породы на два комплекса. Первый комплекс слагает пьедестал гайота ниже изобаты 3000 м. В нем выделены океаниты, оливиновые и оливин-плагиоклазовые базальты, относящиеся к серии дифференцированных толеитов островного типа. Они залегают в виде лавовых потоков небольшой мощности и повсеместно слагают средние и нижние части склонов (2900–5500 м).

Второй комплекс представлен оливиновыми и оливин-плагиоклазовыми базальтами и долеритами, реже океанитами, муджиеритами, трахибазальтами, анкарамитами, эгириновыми фолитами, а также туфами, включая гиалокластиты. Эти породы занимают более высокий батиметрический интервал (1300–4200 м). Туфы и туффиты развиты ограниченно. Возраст толщи проблематичен, как и для всей системы Магеллановых гор, он обычно считается раннемеловым [206], однако возможно, образование гайота происходило на рубеже юры и мела. Мощность накопленных вулканитов, основываясь на перепадах глубин их распространения, оценивается не менее, чем в 3 км.

**Апт-туронский** сложный комплекс пород, основу которого составляют рифогенные и кокколитофораминиферовые известняки, включает так же вулканогенно-обломочные породы, уплотненные глины, алевролиты и песчаники, а так же туфы и туффиты.

Среди известняков рифовой фации выделяются отложения кольцевого рифа, аванрифа и лагуны. Породы большого текстурно-структурного разнообразия, высокой плотности, окраски от желтовато-белой до розовой. Установлены фрагменты кораллов родов *Smilotrochus*, *Certeria* и других, мшанок, криноидей, губок, брахиопод, двустворчатых моллюсков и другой макрофауны [147]. Цементирует породы кокколитофораминиферовая масса. Эта толща практически непрерывно опоясывает западную постройку гайота в интервале глубин 1600–2500 м, редко до 3000 м и слагает бровки, частично, вершинное плато и верхние части склонов (рис. 4). На восточной постройке эти отложения развиты на западных склонах.

Кокколитофораминиферовые известняки накапливались глубже фации рифов. Они так же цементируют обломки рифовых пород, там, где они есть, а ниже по склону, где такие обломки отсутствуют или редки, формируются уже существенно кокколитофораминиферовые известняки. Помимо планктонных фораминифер в них широко распространены бентосные, присутствуют редкие обломки кораллов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Они характеризуются высокой степенью литификации, нередко перекристаллизованы, преобладает белая и кремовая окраска. Пространственно тяготеют к фации рифогенных известняков. Мощности, вероятно, колеблются от 200 до 300 м [447].

Вулканогенно-обломочные породы представлены вулканомиктовыми брекчиями, песчаниками и алевролитами. Цемент преимущественно глинистый. Выходы этих пород установлены по периметру гайота на глубинах 2500–3000 м; по геофизическим данным развиты до глубин 5000 м [210]. Вероятно, эти отложения могут быть отождествлены с верхами толщи вулканических турбидитов. По данным глубоководного бурения (скв. 585 DSDP пробурена в 60 км к югу от гайота, а скв. 802 ODP в примыкающей впадине Сайпан) мощность турбидитов достигает 300 м [413, 423]. По другим источникам, в нижних частях склонов она достигает 750–800 м [47]. Возраст толщи принято считать апт-альбским [47].

Литифицированные глины, алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты протягиваются узкими полосами вдоль склонов в интервале глубин 2700–3300 м. Литифицированные глины бедны фаунистическими остатками, поэтому возраст их условен, по аналогии с подобными глинами гайота Батиса, содержащими комплекс фораминифер альба-сеномана [210]. Мощность их, по результатам глубоководного бурения, до 80 м [413, 423].

Туфы и туффиты распределены в поверхностной части гайота спорадически. Комплекс фораминифер и кокколитофорид, выявленный в карбонатном цементе туффитов и в переслаивающихся с ними известняках, позволяет датировать породы сеноманом.

Комплекс отложений **сантона-маастрихта** представлен рифогенными и кокколитофораминиферовыми известняками, эдафогенными брекчиями, туфами и туффитами. Рифогенные известняки отличаются многообразием разновидностей. По Т.А. Пуниной, наиболее широко распространены каркасные известняки, образованные прикрепленными организмами с известковым

скелетом — кораллами, мшанками, гидроидными полипами, а также известковистыми водорослями [147]. Породы пористые, в полостях содержатся детрит гидробионтов. Биокластические (органогенно-обломочные) известняки состоят из фрагментов колониальных организмов, крупных фораминифер, гастропод, двустворок. К породам мелководных отмелей относятся оолитовые известняки, состоящие из оболочек, с ядрами, в которых иногда находятся остатки организмов. Известняки этого возраста развиты в пределах рифового кольца, окаймляющего западную постройку гайота (рис. 4).

Кокколит-фораминиферовые известняки слоистые кремового цвета, интенсивно фосфатизированы (среднее содержание  $P_2O_5$  около 25%), либо имеют облик писчего мела, однородные, хрупкие, пачкающие пальцы, белого цвета, фосфатизированы в меньшей степени (среднее содержание  $P_2O_5$  около 13,5%). Эти породы развиты по всему гайоту на глубинах 1800–2700 м в виде лентовидных тел, вытянутых вдоль склонов на расстоянии до 10 км.

Одновозрастные эдафогенные фосфатизированные брекчии с обломками преимущественно вулканитов с кокколит-фораминиферовым цементом, связаны с известняками пространственно и фациально. Наиболее значительные тела таких брекчий установлены на северо-западном склоне восточной постройки, северном склоне западной и на базисной поверхности седловины.

Среди вулканокластических пород выявлены туффиты маастрихта.

Верхнемеловые отложения сходного состава, вскрытые скважинами глубоководного бурения, имеют мощность от 70 до 140, редко 180 м [447, 449].

Отложения **позднего палеоцена–эоцена** также представлены рифогенными, кокколит-фораминиферовыми известняками и эдафогенными брекчиями.

Рифогенные известняки развиты локально, наиболее крупные выходы отмечены на западе гайота. Из них определены кораллы *Moltkia minima*, *Caryophyllina jasmundi*, *Graphularia quadrata*, встречены фрагменты раковин брюхоногих и двустворчатых моллюсков [147]. Мощность этих отложений на гайоте Лималок, вскрытых скважиной 871 ODP, порядка 295 м [447], однако, на гайоте Федорова, она вряд ли превышает 100–150 м.

Фосфатизированные планктоногенные известняки характеризуются низкой степенью литификации. Они грязно-белого цвета, комковатые, пластичные, пачкают руки. Содержания  $P_2O_5$  нередко достигает 30%, в среднем около 27%. Известняки распространены по периметру гайота в виде локальных тел в интервале глубин от 1500 до 2700 м (рис. 4). Наибольшие площади они занимают на западных и северо-восточных склонах и вершинных поверхностях. Среди них установлены породы верхнего палеоцена, верхнего палеоцена–нижнего эоцена, нижнего эоцена, нижнего–среднего эоцена, среднего эоцена, верхнего эоцена, однако, они обладают весьма сходным внешним обликом без каких-либо ясных индивидуальных признаков, что не позволяет картировать более дробные подразделения.

Фосфатизированные эдафогенные брекчии пространственно и фациально связаны с известняками и отличаются от подобных отложений сантона-маастрихта более разнообразным составом обломков — помимо вулканитов, встречаются известняки различного генезиса и железомарганцевые корки. Тела брекчий обычно вытянуты вдоль верхних склонов. Наиболее широко они развиты на восточной постройке, где встречаются чаще, чем одновозрастные известняки. Возраст брекчий датирован по микрофоссилиям, сохранившимся в цементе.

Мощность этих известняков и брекчий, по результатам глубоководного бурения на гайотах сопредельных площадей обычно 100–150 м [447, 449].

Туфы и туффиты, входящие в состав рассматриваемого комплекса отложений, вскрыты двумя скважинами. По присутствующим в их цементе планктонным фораминиферам их можно отнести в одном случае к нижнему, в другом — среднему эоцену.

Отложения **миоцена** на гайоте Федорова развиты локально на отдельных участках западной постройки и седловины. Они представлены известняками и туффитами. Мощность отложений, вероятно, можно оценить первыми метрами.

Большую часть вершинных плато и поверхности ступеней покрывают **плиоцен-четвертичные** рыхлые осадки. Они сложены раковинами планктонных фораминифер и их фрагментами, остатками кокколитофорид с определенной примесью глинистого материала, в составе которого



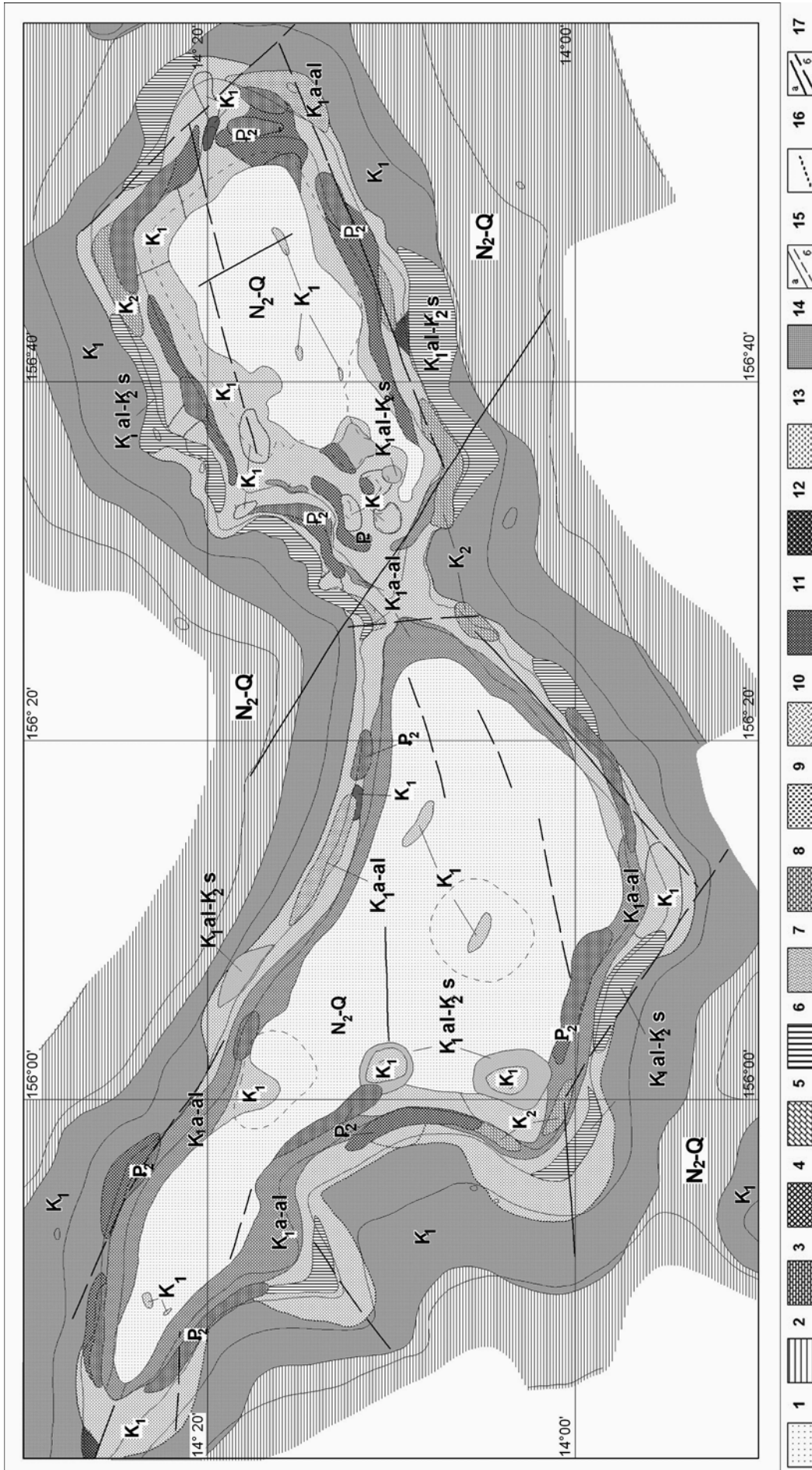


Рис. 4. Схематическая геологическая карта гайога Федорова.

1 — карбонатные кокколит-фораминиферовые неконсолидированные осадки ( $N_2-Q$ ); 2 — глинистые и карбонатно-глинистые осадки ( $N_2-Q$ ); 3 — планктоногенные кокколит-фораминиферовые известняки, фосфатизированные осадки ( $P_2$ ); 4 — эдафогенные известняки с карбонатно-фосфатным цементом ( $P_2$ ); 5 — известняки кокколит-фораминиферовые плотные интенсивно фосфатизированные, эдафогенные известняки с кокколит-фораминиферовым цементом ( $K_2$ ); 6 — глины окаменевшие, массивные ( $K_{1a-K_2s}$ ); 7 — туффы ( $K_{1a-K_2s}$ ); 8 — известняки биогермные, органогенно-обломочные, оолитовые, ракушечники ( $K_{1a-al}$ ); 9 — вулканокластические брекчии, гравелиты, песчаники ( $K_{1a-al}$ ); 10 — туфы ( $K_1$ ); 11 — фонолиты ( $K_1$ ); 12 — океаниты ( $K_1$ ); 13 — субэоловые базальты ( $K_1$ ); 14 — толеиты островного типа ( $K_1$ ); 15–16 — границы: 15 — между разновозрастными образованиями: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — фациальные; 17 — тектонические контакты: а — достоверные, б — предполагаемые.

преобладает гидрослюда. Карбонатность отложений убывает с глубиной. Мощность, по данным сейсмоакустических исследований, достигает в центральной части западного плато 150 м.

Анализ аномального магнитного поля над гайотом показывает, что северный и южный склоны западной постройки, а также восточный, северо-восточный, юго-восточный и юго-западный склоны восточной постройки выражены отрицательными линейными аномалиями, направления осей которых совпадает с направлением изобат склонов. Интенсивность аномалий изменяется от  $-700$  до  $1100$  нТл, а амплитуда от  $400$  до  $900$  нТл. Северо-западный и два юго-западных отрога западной постройки выражены изометричными высокоградиентными отрицательными аномалиями, интенсивность которых достигает  $-1400$  нТл, амплитуда  $700$  нТл. В пределах седловины отмечается цепочка положительных и отрицательных аномалий с общим северо-западным направлением изодинам, «пережимающих» более интенсивные отрицательные аномалии. Значения поля над седловиной меняются от  $-400$  до  $+300$  нТл [95, 210].

Характер аномального магнитного поля, особенности очертаний рельефа дна и геологического строения позволяют предположить, что первоначально основное тело гайота являлось единым и, вероятно, было поднято по глубинным разломам. Более поздним разломом северо-западного простирания оно разделено на две постройки, несколько развернутые относительно друг друга. Эти события происходили в раннем мелу, до формирования осадочного чехла. В дальнейшем эти блоки развивались в значительной мере самостоятельно, о чем свидетельствуют различия в положении их вершин, морфологии и строении осадочной толщи [206].

**Общая структура гайота.** В строении гайота достаточно четко выделяется три структурно-формационных яруса. Нижний, цокольный, расположенный на глубинах  $3000-5500$  м, залегает на плитобазальтах второго океанического слоя. Он построен преимущественно толеитами. Средний ярус представлен эффузивными породами гавайской серии и слагает верхние части постройки гайота. Третий ярус состоит из комплексов осадочных пород мезозоя–кайнозоя и нелитифицированных плиоцен-четвертичных осадков.

Имеющиеся данные показывают, что формирование осадочной «шапки» гайота, вероятно, началось в аптское время. С конца раннего мела по эоцен в целом отлагается сходный набор пород, включающий известняки рифовых фаций, накапливающиеся батиметрически ниже кокколито-фораминиферовые известняки и фациально связанные с последними эдафогенные брекчии. Перерывы осадкообразования приурочены к коньякскому времени и периоду охватывающему конец позднего и начало раннего палеоцена. Среди отложений апта-турона, сантона-маастрихта и позднего палеоцена–эоцена существенно глубоководных отложений не обнаружено. Проявления вулканической активности, выраженное присутствием в разрезе туфов и туффитов, отмечено в сеномане, маастрихте и раннем–среднем эоцене.

Наиболее существенный перерыв в осадконакоплении приурочен к олигоцену. Вероятно, в этот период и происходит существенное погружение гайота. По нашим представлениям, фиксируемые перерывы, связаны с периодами вулканно-тектонических активизаций, имевших место в пределах Тихого океана. Согласно И.А. Басову, такие активизации могли вызывать не только прямую деструкцию образовавшихся пород, но и опосредованно через перестройку систем течений и химизма океанских вод [24].

В миоцене уже не встречаются рифогенные известняки и по бентосным фораминиферам устанавливаются средне-нижнебатиальные условия осадконакопления. Осадочные отложения миоцена развиты весьма ограниченно и представлены существенно планктоногенными известняками, туфами и туффитами. То есть, и в миоцене имела место вулканическая активизация. В плиоцен-четвертичное время, возможно, без существенного перерыва, происходит накопление кокколито-фораминиферовых карбонатных осадков.

### **Кобальтоносное железомарганцевое оруденение**

На части поверхности гайота развиты гидроксидные железомарганцевые корки и конкреционные образования. Корки представляют сплошные покровы на поверхностях коренных пород мощностью от первых сантиметров до  $10-15$  см, редко более, или плиты, образовавшиеся в результате разрушения этих покровов, нередко регенерированные на поверхностях скола. Конкреционные образования представлены собственно конкрециями, а также корково-конкреционными образова-

ями (ККО), выделенными по формальному признаку — преобладанию материала нерудного ядра над рудным материалом оболочки. Преобладающим типом рудных образований являются корки.

Строение и состав корок. Облик корок определяется строением их поверхностей. Основной особенностью их является сложная иерархическая организация. Предложено выделять три ее уровня [210]. Макроуровень (макрорельеф — макроформы), определяется рельефом поверхности коренного обнажения (подушечные лавы, крупные промоины, мелкие уступы); размеры макроформ в плане изменяются от десятков сантиметров до первых метров. Мезоуровень (мезорельеф) обусловлен наличием осложняющих макроуровень отрицательных и положительных форм так же, как правило, выраженных в рельефе субстрата; размеры мезоформ изменяются от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. К микроуровню (микрорельефу) отнесены всевозможные почковидные и бугорковидные наросты, известные в литературе, как ботриониды [19, 20, 168]. Сочетания форм различных уровней и характера поверхностей обуславливают широкое многообразие облика корок (фиг. 1).

Субстратом корок служат все породы, встреченные в разрезе гайота. Контакты корок с субстратом четкие, резкие на прочных, сравнительно однородных породах (базальтах, перекристаллизованных известняках) или постепенные со значительной степенью оруденения в приконтактной зоне в относительно мягких, слабо измененных породах (известняках, туфах, туффитах, литифицированных глинах). Отмечается проникновение в субстрат дендритов замещения рудного вещества, выполнение гидроксидами железа и марганца трещин, идущих от поверхности субстрата, и полостей.

Существенной характеристикой корок является их мощность или толщина. На гайоте Федорова она изменяется от долей сантиметров до 15–18 см, в некоторых случаях до 24 см. Общее распределение является полимодальным. Моды расположены в интервалах менее 2, 3–5, 6–8, 9–11, 12–15 и более 16 см (рис. 5). Такое распределение обусловлено наличием различного числа слоев в разрезе корок. При изменении числа слоев, значение мощности изменяется скачкообразно, что приводит к выраженности частотных мод значений параметра. В целом, чем больше слоев в разрезе, тем выше их мощность. В то же время, чем больше число слоев в корках, тем реже они встречаются.

Полный разрез корок гайота Федорова является четырехслойным [205, 208]. В основании находится слой, известный как «антрацитовый» или «антрацитовидный» [47, 163, 169, 395] (фиг. 2), по внешнему виду напоминающий антрацит. Его вещество на сколе иссиня-черного цвета, с сильным блеском, раковистым изломом, иногда чешуйчатой отдельностью. В срезе цвет стально-серый, блеск полуметаллический. Текстура тонкослоистая (90–110 слоев/см), структура — тонко-параллельнослоистая. Слойки очень ровные, несколько отличающиеся друг от друга отража-

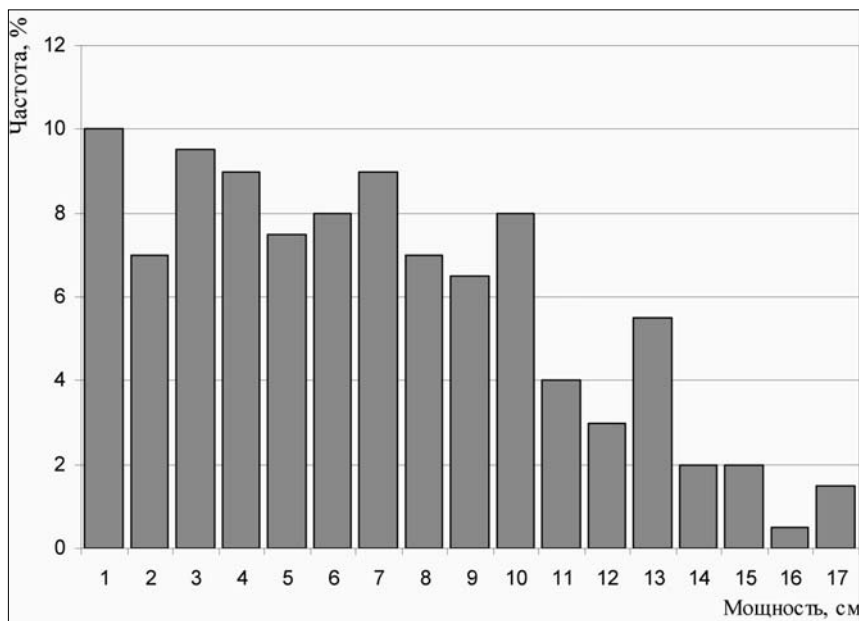


Рис. 5. Гистограмма распределения мощности железомарганцевых корок гайота Федорова.

тельной способностью за счет колебаний содержания тонко рассеянного нерудного материала (фиг. 3). Характерной особенностью является наличие межслоевых и секущих фосфатных прожилков толщиной 0,01–0,3 мм, в редких случаях — секущих до 1–2 мм; грязно-белого цвета; сложенных фосфатизированным нано-фораминиферовым материалом. Вещество слоя в значительной степени преобразовано, оно прочное, плотное. Основные физические свойства слоев приведены в табл. 1. При разработке стратификационной схемы слою присвоен индекс I-1 [205].

Выше по разрезу залегает слой пятнистого облика I-2 (фиг. 2). По степени преобразования, насыщенности фосфатным веществом, физическим свойствам он весьма сходен с «антрацитовидным» слоем. Пятнистый облик обусловлен сочетанием черных столбцов, крупных глобул гидроксидов железа и марганца, и твердого, плотного фосфатного материала, заполняющего интерстиции между этими структурными элементами рудного вещества. Преобладают столбчатые, гигантостолбчатые структуры (фиг. 3). Последние бывают разные, в некоторых длина столбцов составляет первые миллиметры, а может достигать и первых сантиметров. Такие принято называть гиганто-столбчатыми. Цвет фосфатного материала белый, серовато-бежевый. Контакт с подстилающим «антрацитовидным» слоем может быть постепенным или отчетливым и резким, а в некоторых образцах отмечаются угловые несогласия между этими слоями.

Таблица 1.

**Статистические характеристики физических свойств  
слоев железомарганцевых корок гайота Федорова**

Номер слоя	R	I-1	I-2	II	III		
					В целом	III m	III p
<b>Плотность, г/см<sup>3</sup></b>							
Среднее	<b>2.46</b>	<b>2.04</b>	<b>2.02</b>	<b>1.75</b>	<b>1.76</b>	<b>1.82</b>	<b>1.62</b>
Вариация, %	–	3	6	6	7	4	4
<b>Влажность, %</b>							
Среднее	<b>11</b>	<b>23</b>	<b>25</b>	<b>37</b>	<b>36</b>	<b>33</b>	<b>42</b>
Вариация, %	–	16	20	12	16	10	11
Выборка	2	17	22	22	34	25	11

Примечание. III m — массивная зона слоя III, III p — пористая ("сухаристая") зона слоя III.

Еще выше залегает слой II, обладающий радиально-столбчатым строением (фиг. 2). Он пестро окрашенный: гигантские столбцы гидроксидов марганца и железа окрашены в черный цвет, интерстиции между ними в различной степени заполнены нерудным материалом, желто-коричневых, реже светло-серых тонов. Столбцы ориентированы нормально поверхности роста, субпараллельно друг другу. Они могут быть расположены относительно плотно (расстояние между столбцами заметно меньше их ширины) или относительно редко (расстояние между столбцами больше их ширины), что определяет размеры интерстиций. Заполнение интерстиций полное или частичное. В последнем случае слой сильно пористый. Нерудный компонент — глинистый, редко карбонатно-глинистый. Присутствуют и частицы песчано-гравийной размерности: измененные обломки пород, зерна минералов — в основном крестообразные двойники, тройники или сферолиты филлипсита, полевые шпаты, — микрофаунистические и остеологические остатки. Столбцы состоят из тонких, нарастающих одна на другую, чешуек рудного материала, ориентированных изгибом в направлении роста слоя (фиг. 3). Контакт с нижележащим слоем четкий. Нередко наблюдается угловое несогласие.

Завершает разрез III слой. Он наиболее изменчив по мощности и внешнему облику, однако, достаточно стабилен по вещественному составу. Чаще всего он обладает массивной текстурой, черным с буроватым оттенком цветом (фиг. 2). Окраска обусловлена рассеянным среди гидроксидов железа и марганца тонкодисперсным материалом охристого цвета. Текстура слоя также может быть столбчатой, пористой, пятнистой; преобладают гигантостолбчатые структуры, встречаются столбчатые, короткостолбчатые, микроламинационные. Нередко большой объем пор приводит к образованию «сухаристых» корок, которые слагают поверхности отрицательных форм мезорельефа. Пятнистые текстуры образуются при заполнении пор нерудным компонен-

том. Контакт со слоем II может быть резким или постепенным. Если контакт II и III слоев резкий, верхняя часть разреза II слоя разрушена. При выпадении из разреза II слоя, контакт между слоями I-1 или I-2 и III четкий, резкий.

Полный разрез корок — четырехслойный (слои I-1, I-2, II, III). В то же время, сохранились свидетельства существования более древних корок, в основном дезинтегрированных до образования существующих. На гайоте Федорова на единичных станциях в корках отмечены фрагменты реликтового слоя (R), подстилающего слой I-1. Обычно он обладает мозаично-блоковой текстурой. Рудное вещество разбито на отдельные блоки со смазанными границами. Различия структур вещества в пределах блоков предполагает, что они повернуты, иногда и смещены относительно друг друга. Слой высоко насыщен нерудными компонентами, преимущественно фосфатного состава, представленного прослоями, межслоевыми и секущими прожилками, макроключениями с поперечными размерами до 15 мм.

При помощи анализа видового состава кокколитофорид (определения И.А. Пуляевой), удалось обосновать возрастную стратификацию полного разреза корок [205, 210, 232]. В реликтовом слое (R), выделено два возрастных интервала — верхи позднего мела, наиболее вероятно кампан — маастрихт, и поздний палеоцен (?). Слой I-1 датирован поздним палеоценом — ранним эоценом, слой I-2 — средним-поздним эоценом, слой II — миоценом и слой III — плиоцен — четвертичным возрастом. Предложенная стратиграфическая схема приведена на рис. 6.

**Минеральный состав корок** гайота Федорова сходен с составом корок многих подводных гор и поднятий Тихого океана. Резко преобладают железистый вернадит и марганцевый ферроксигит. В качестве примесей встречаются 10 А слоистые, смешаннослойные (бузериты, асболаны) и туннельные (тодорокиты, пиролюзит, романешит) гидроксиды марганца. Отмечаются и другие гидроксиды марганца и железа — бернессит, гетит, ферригидрит, лепидокрокит. Постоянны существенные примеси нерудных минералов — фосфата, кварца, глинистых минералов, в меньшей степени полевых шпатов, цеолитов, кальцита и других [210].

Слои корок характеризуются устойчивыми минеральными составами (табл. 2) и, в конечном итоге, состав корок в целом определяется составом их разреза. Слои I-1 и I-2 характеризуются ассоциацией Fe-вернадит — Mn-ферроксигит — апатит. В слое I-1 также присутствует ферригидрит. Минеральная ассоциация слоя II включает Fe-вернадит — Mn-ферроксигит — комплекс нерудных минералов. В слое III устойчива ассоциация Fe-вернадит — Mn-ферроксигит — кварц [20]. Состав реликтового слоя в существенной степени иной. Основными рудообразующими являются асболан и «5 А-минерал», вернадит находится в подчиненных количествах. Постоянна примесь тодорокита. Преобладающий минерал железа — тонкодисперсный гетит. Ферроксигит и ферригидрит находятся в подчиненном количестве. Фосфаты и карбонаты слагают нерудную часть. Резко отличающийся состав слоя может указывать на его иную природу [3, 208].

**Химический состав корок** приведен в таблице 3. Характерны относительно высокие концентрации марганца и кобальта. Железистость, в сравнении с другими гайотами Магеллановых гор, например г. Альба, несколько понижена [80, 312]. Концентрации никеля весьма стабильны для всех гайотов восточного звена Магеллановых гор. В корках содержания полезных компонентов выше, чем в конкреционных образованиях, а фосфора — ниже.

Содержания петрогенных компонентов приведены в таблице 4. В таблицах 5 и 6 приведены содержания различных элементов, определенных методами ICP-AES и ICP-MS. В целом результаты не противоречат, полученным другими исследователями данным для корок других гайотов [35, 80, 402]. По целому ряду компонентов большой объем определений выполнен впервые. Небольшие отличия имеются с данными Г.Н. Батурина [35]. Так, корки гайота Федорова характеризуются существенно большими концентрациями Ba, Zr и Bi, и существенно меньшими Ta и, в какой-то степени, W.

Ряд элементов не создает в корках концентраций выше 1 г/т: Cs, Ta, благородные металлы; другие создают содержания до 10 г/т: Li, Rb, Be, Se, Cd, Hf; ряд — до 100 г/т: W, Sc, Cr, Sn, Nb, Sb, Ga, Te, Bi, U, Th; ряд — до 1000 г/т: Zn, Mo, Zr, As, V, Tl; и, наконец, у ряда компонентов концентрации превышают 1 кг/т: Pb, Sr, Ba, Cu.

Содержания благородных металлов в корках гайота относительно низки. Золото практически не обнаружено. Содержания серебра изменяются от предела обнаружения (0,15) до 0,86, со-



ставляя в среднем 0,20 г/т. Следы платиноидов анализами ICP обнаружены в девяти пробах. Химическими анализами платина обнаружена в 17 пробах из 38. Ее содержания составили от 0,03 до 0,49 г/т, в остальных — только следы.

система	отдел	ярус	индекс	Возраст, млн.лет	Мощность, см	характеристика	
НЕОГЕНОВАЯ	плиоцен		N <sub>2</sub> -Q.	2.0	2.0	Плиоцен-четвертичный. Слой III Массивный облик, цвет черный с бурым оттенком, текстура столбчатая.	
				5.0			
	МИОЦЕН			N <sub>1</sub>	6.0	3.5	Миоцен. Слой II. Пористый слой, пестроокрашен, текстура радиально-столбчатая. Заполнение интерстиций - неполное. Материал заполнения - глинистый, карбонатно-глинистый
					15.0		
					24.6		
					24.6		
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ЭОЦЕН		P <sup>2-3</sup>	38.0	3.5	Средний - верхний эоцен. Слой I-2. Слой пятнистого облика, пестроокрашен, текстура гиганто-столбчатая. Рудный материал - иссиня-черный. Фосфатный материал заполнения интерстиций - серо-бежевый	
				48.0			
				50.0			
	ПАЛЕОЦЕН	верхний		P <sup>1-2</sup>	53(?)	3.5	Верхний палеоцен - нижний эоцен. Слой I-1. Облик слоя антрацитовидный, цвет иссиня-черный, текстура тонко-слоистая. Высокое содержание бежевых фосфатных прожилков - межслоевых и секущих
					?		
					60.0		
МЕЛОВАЯ	верхний	маастрихт	K <sub>2</sub> km-m	65.0	3.0	Верхний мел. Кампан-маастрихт. Реликтовый слой. Пестро окрашенный слой. Рудный материал - интенсивно черный. Текстура - мозаично-блоковая. Фосфатные включения, прожилки, линзы серо-бежевого цвета	
				60.0			

Рис. 6. Стратиграфический разрез корок.

Таблица 2.

**Минеральный состав железомарганцевых корок Магеллановых гор**

Слой	Число образцов в выборке	Минералы			
		Основные	Подчиненные		Примесные
			Рудные	Нерудные	
R	4	Абсолан, «5 Å-минерал», гетит	Вернадит, Мп-феррооксигит, ферригидрит	Фосфат	Тодорокит, кальцит, кварц
I-I	40	Fe-вернадит, Мп-феррооксигит	Ферригидрит	Фосфат	Гетит, абсолан, кальцит, кварц, полевые шпаты
I-2	21	Fe-вернадит, Мп-феррооксигит	–	Фосфат	Гетит, ферригидрит, гематит, сидерит, кварц, кальцит
II	45	Fe-вернадит, Мп-феррооксигит	–	Глинистые минералы, полевые шпаты	Ферригидрит, апатит, кварц, кальцит, гематит
III	43	Fe-вернадит, Мп-феррооксигит	–	Кварц	Неустойчивый бузерит, гематит, гетит, ферригидрит, кальцит, полевые шпаты

**Примечание.** Для диагностики использованы рентгено-фазовый (дифрактометрический) анализ – Будылко М.П., Макагонова Ю.Е., Мельников М.Е. (АО «Дальморгеология», ГНЦ «Южморгеология»); ЯГР-спектроскопия – Коровушкин В.В. (ВИМС), аналитическая электронная микроскопия – Дубинчук В.Т., Коноплева Е.В., Уланова Т.С. (ВИМС)

Таблица 3.

**Химический состав рудных образований гайота Федорова**

Компоненты	Содержание компонентов, %								
	Корки			ККО			Конкреции		
	Среднее, %	Вариация, %	Выборка	Среднее, %	Вариация, %	Выборка	Среднее, %	Вариация, %	Выборка
Железо	15.95	13	261	11.63	15	27	14.30	14	16
Марганец	21.39	12	267	17.06	39	28	21.50	18	17
Кобальт	0.58	23	267	0.39	35	28	0.54	21	17
Никель	0.44	16	267	0.41	39	28	0.51	18	17
Медь	0.122	24	267	0.089	35	28	0.106	24	17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.31	61	210	6.74	37	25	3.94	49	12
Титан	1.29	45	41	1.31	–	4	1.11	–	5
Mn/Fe	1.36	16	261	1.41	29	27	1.51	17	16

**Примечание.** Содержания компонентов определены в Химико-аналитической лаборатории НИПИО-кеангеофизика под руководством П.И. Курилова: марганца – потенциметрическим титрованием, железа, кобальта, никеля, меди – атомно-абсорбционным методом, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и титан – спектрофотометрическим методом.

Среди редкоземельных элементов (табл. 6) также есть концентрирующиеся в количествах менее 10 г/т: Tb, Tm, Lu; до 100 г/т: Pr, Sm, Eu, Nd, Dy, Ho, Er, Yb; до 1000 г/т: Y, La, Nd; концентрации Се могут превышать 1 кг/т. Такие содержания хорошо соотносятся с приводимыми в многочисленных работах посвященных этому вопросу [35, 162, 402, 455]. Различия концентраций большинства редкоземельных элементов в корках разных гайотов статистически незначимы. Однако, содержания Се – элемента, на долю которого приходится более половины суммы концентраций редких земель, могут варьировать. Так, в корках гайота Альба они достигают 1,1 кг/т. Соответственно, сумма TR на этом гайоте достигает почти 2 кг/т, в то время как в корках гайота Федорова – 1,75 кг/т. На обоих гайотах это существенно выше, чем концентрации Су, по инер-

Таблица 4.

## Содержание петрогенных компонентов в корках гайота Федорова

Статистические характеристики	Компоненты													
	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	ппп
С, %	<b>2.18</b>	<b>0.62</b>	<b>1.68</b>	<b>6.86</b>	<b>25.09</b>	<b>20.21</b>	<b>1.69</b>	<b>8.23</b>	<b>1.59</b>	<b>2.75</b>	<b>0.26</b>	<b>1.60</b>	<b>12.95</b>	<b>23.49</b>
V, %	15	25	16	56	19	17	63	18	38	65	13	44	20	28
n	133	133	133	97	97	97	133	28	97	28	28	28	28	28

**Примечание.** С – среднее содержание компонента, V – коэффициент вариаций, n – объем выборки. Содержания компонентов определены в АСИЦ ВИМС под руководством С.В. Кордюкова: Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> – ICP-AES, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – фотометрическим методом, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> – пламенно-фотометрическим, Собщ. и п.п.п. – гравиметрическим, CO<sub>2</sub> и FeO – объемным методом

Таблица 5.

## Содержания различных химических элементов в корках гайота Федорова

Статистические характеристики	Компоненты															
	Co	Ni	Cu	Pb	Sr	Ba	Zn	Mo	Zr	Nb	As	Sb	W	U	Th	Se
Среднее, %, г/т	<b>0.52</b>	<b>0.41</b>	<b>0.104</b>	<b>0.115</b>	<b>0.141</b>	<b>0.163</b>	<b>571</b>	<b>401</b>	<b>327</b>	<b>39</b>	<b>166</b>	<b>36</b>	<b>58</b>	<b>11</b>	<b>11</b>	<b>5</b>
Вариация, %	33	16	21	17	13	20	12	19	78	61	22	30	38	14	42	–
Выборка	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	132	133	133	133	133	8
	Компоненты															
	Li	Rb	Cs	Be	Sc	Ag	Cr	V	Ga	Cd	Sn	Te	Hf	Ta	Tl	Bi
Среднее, г/т	<b>4</b>	<b>8</b>	<b>0.4</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>18</b>	<b>565</b>	<b>10</b>	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>60</b>	<b>5</b>	<b>0.7</b>	<b>134</b>	<b>34</b>
Вариация, %	64	46	48	39	22	41	145	14	99	76	27	35	84	64	22	23
Выборка	129	132	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	129	133	133

**Примечание.** Содержание компонентов от Co до Ba даны в процентах, от Zn до Bi в граммах на тонну. Содержания компонентов определены в АСИЦ ВИМС методом ICP-MS и ICP-AES под руководством С.В. Кордюкова

ции относимой к группе основных полезных компонентов. Если учесть, что рыночные цены на редкие земли существенно выше, чем на медь, становится очевидным, что именно их следует относить к основным, а не попутным.

Каждый выделенный слой разреза корок обладает устойчивым химическим составом (табл. 7). Два верхних и два нижних слоя сходны по составу между собой, а указанные пары слоев существенно различаются. Для нижней пары характерны пониженные концентрации рудообразующих металлов, пониженная железистость и высокие концентрации фосфатов. Слой I-1 обладает более высокими содержаниями марганца и кобальта, слой I-2 – никеля, меди и фосфора. Подстилающий их реликтовый слой характеризуется максимальными концентрациями фосфатов и минимальными концентрациями полезных компонентов. Марганцовистость слоя наиболее высокая – марганцевый модуль достигает 2.0. Верхняя пара слоев, напротив, проявляет наиболее высокие концентрации полезных компонентов и наименьшие – фосфатов. Для слоя II в этой па-

Таблица 6.

**Содержания редкоземельных элементов и иттрия в корках гайота Федорова**

Статистические характеристики	Элементы группы редких земель и иттрий														
	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Du	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Среднее, г/т	<b>261</b>	<b>268</b>	<b>981</b>	<b>52</b>	<b>210</b>	<b>43</b>	<b>10</b>	<b>56</b>	<b>7</b>	<b>47</b>	<b>10</b>	<b>30</b>	<b>4</b>	<b>28</b>	<b>4</b>
Вариация, %	38	20	25	22	25	22	20	22	21	24	20	20	16	20	20
Выборка	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133	133

*Примечание.* Содержания компонентов определены в АСИЦ ВИМС методом ICP-MS под руководством С.В. Кордюкова.

Таблица 7.

**Послойный химический состав корок гайота Федорова**

Компоненты	R	I-1			I-2			II			III		
	n=5	C, %	V, %	n	C, %	V, %	n	C, %	V, %	n	C, %	V, %	n
Железо	<b>5.53</b>	<b>11.76</b>	20	31	<b>10.55</b>	22	35	<b>16.79</b>	15	43	<b>17.52</b>	9	47
Марганец	<b>10.74</b>	<b>20.94</b>	17	31	<b>18.10</b>	14	36	<b>21.68</b>	13	44	<b>23.73</b>	12	47
Кобальт	<b>0.16</b>	<b>0.41</b>	24	31	<b>0.34</b>	25	36	<b>0.53</b>	28	44	<b>0.69</b>	26	47
Никель	<b>0.47</b>	<b>0.46</b>	29	31	<b>0.50</b>	29	36	<b>0.48</b>	23	44	<b>0.49</b>	22	47
Медь	<b>0.128</b>	<b>0.116</b>	26	31	<b>0.138</b>	22	36	<b>0.155</b>	26	44	<b>0.120</b>	55	47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>13.41</b>	<b>7.24</b>	35	26	<b>8.79</b>	37	27	<b>1.92</b>	83	39	<b>1.56</b>	87	39
Титан	<b>0.92</b>	<b>1.27</b>	–	6	<b>1.28</b>	–	7	<b>2.42</b>	–	7	<b>1.31</b>	–	7
Mn/Fe	<b>2.00</b>	<b>1.84</b>	24	31	<b>1.79</b>	22	35	<b>1.33</b>	26	43	<b>1.37</b>	18	47
(Mn+Fe)/Ti	<b>18.59</b>	<b>27.99</b>	–	6	<b>21.85</b>	–	7	<b>21.96</b>	–	7	<b>31.86</b>	–	7

*Примечание.* С – среднее содержания компонента (%), V – коэффициент вариаций (%), n – объем выборки. Содержания компонентов определены в Химико-аналитической лаборатории НИПИОкеангеофизика под руководством П.И. Курилова: марганца – потенциметрическим титрованием; железа, кобальта, никеля, меди – атомно-абсорбционным методом; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и титан – спектрофотометрическим методом.

ре характерны повышенные концентрации меди, титана и фосфора. Для венчающего разрез слоя III – марганца, железа, кобальта, никеля.

Исследовано и распределение широкого спектра компонентов по слоям корок (табл. 8, 9). Очевидно, что в двух нижних слоях наиболее высоко содержание карбонатно-фосфатной составляющей (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и CaO), а минимально – рудной (MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также TiO<sub>2</sub>). Для двух верхних – ситуация обратная, причем максимальные концентрации всех рудных компонентов отмечаются в слое III. Для всех остальных изученных компонентов (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) просматривается общая закономерность – минимальные концентрации отмечаются в подошве разреза, в слое I-1. Затем вверх по разрезу они последовательно нарастают и достигают максимума в слое II, после чего их концентрации вновь снижаются в кровле разреза, в слое III. Недостатком отчасти является отсутствие данных о содержании кремнезема. Более ранние исследования показали, что они нарастают снизу вверх за счет растворения кремнистой микрофауны и переноса кремнезема в кровлю разреза [208].

В корках отмечено несколько вариантов поведения компонентов по разрезу (табл. 9). Со ведет себя так же, как оксиды рудных компонентов, достигая максимума в верхнем слое. Последовательно нарастают от слоя I-1 к слою III концентрации Sr, Zr, W и Hf. Ni и Cu проявляют ту же тенденцию, что оксиды щелочных и щелочноземельных элементов – их содержания нарастают от слоя I-1 к слою II, после чего несколько снижаются в поверхностном слое III. Логично, что также ведут себя и другие щелочные элементы – Li, Rb и Cs. Ряд элементов проявляет максимум

Таблица 8.

## Содержание петрогенных компонентов по слоям корок гайота Федорова

Стат. харак.	Компоненты									
	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>I-1</b>										
C, %	<b>1.60</b>	<b>0.49</b>	<b>1.30</b>	<b>16.19</b>	<b>24.9</b>	<b>15.37</b>	<b>0.69</b>		<b>0.92</b>	<b>7.00</b>
V, %	16	23	12	24	23	8	29	–	19	42
n	7	7	7	7	7	7	7	–	7	12
<b>I-2</b>										
C, %	<b>1.87</b>	<b>0.55</b>	<b>1.40</b>	<b>18.72</b>	<b>21.72</b>	<b>15.06</b>	<b>1.09</b>	<b>4.01</b>	<b>0.69</b>	<b>8.78</b>
V, %	17	34	14	33	17	27	63	–	63	40
n	13	13	13	13	13	13	13	1	13	18
<b>II</b>										
C, %	<b>2.11</b>	<b>0.89</b>	<b>1.82</b>	<b>7.00</b>	<b>25.43</b>	<b>20.19</b>	<b>2.25</b>	–	<b>1.47</b>	<b>2.56</b>
V, %	22	23	10	72	9	20	41	–	38	77
n	12	12	12	12	12	12	12	–	12	19
<b>III</b>										
C, %	<b>1.85</b>	<b>0.70</b>	<b>1.69</b>	<b>3.77</b>	<b>27.23</b>	<b>22.21</b>	<b>1.78</b>	–	<b>1.63</b>	<b>1.85</b>
V, %	14	15	9	14	15	10	42	–	23	90
n	11	11	11	11	11	11	11	–	11	19

**Примечание.** С – среднее содержания компонента, V – коэффициент вариаций, n – объем выборки. Содержания компонентов определены в АСИЦ ВИМС под руководством С.В. Кордюкова: Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> – ICP-AES, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – фотометрическим методом.

содержаний в подошве разреза, в слое I-1, затем, в слое I-2 концентрации падают до минимума и далее последовательно нарастают к кровле разреза, к слою III. Так ведут себя Pb, Mo и V. Некоторые элементы – Zn, Bi, Te, Ba – максимально концентрируются в нижнем слое, а их дальнейшее распределение по разрезу незакономерно. Наконец, очевидно, что содержание As, Sb, Nb и Tl существенно выше в двух верхних слоях по сравнению с двумя нижними.

Некоторые элементы мало изменчивы по разрезу, это: Be, Ga, Cd, с определенными оговорками Sn и Ta. Для остальных вариабильность по разрезу установить не удастся как из-за незакономерного изменения концентраций по разрезу, так и из-за высокой их изменчивости в пределах слоев. Чаще всего наиболее высокий коэффициент вариаций отмечается в слоях I-2 или II, однако, для ряда компонентов высокая изменчивость отмечается и в слое III.

Распределение редкоземельных элементов по разрезу также весьма показательно (табл. 10). Большинство элементов, особенно группы церия, максимально концентрируются в подошве разреза, в слое I-1. Для Pr, Nd, Gd, Du проявлена та же тенденция, когда после максимальной концентрации в подошве, содержания падают и вновь последовательно нарастают к кровле. Аналогично и для Sm, с той разницей, что значения концентраций в верхнем слое превышает концентрации в подошве.

В нижнем слое максимальны содержания тяжелых редких земель – Er, Yb, а также, что особенно важно, La и Ce. Концентрации Ce в слое I-1, почти в два раза превышают значения в других слоях, при этом коэффициенты вариаций значений по слоям не превышают 25%. Содержания La в нижнем слое на 30–40% превышают содержания в других точках разреза, при вариабильности еще ниже, чем у Ce.

Единственный элемент, характеризующийся иными особенностями распределения по разрезу – Y. Но он, собственно говоря, и не относится к редким землям, однако, по традиции рассматривается вместе с ними. В двух нижних слоях концентрации Y выше, чем в двух верхних, так же, как и компонентов карбонатно-фосфатной составляющей. Это неудивительно, поскольку в наших предшествующих работах было показано, что иттрий тесно связан с фосфатами [210]. Eu, Ho, Tm и Lu, обычно относимые к подгруппе иттрия, проявляют относительную стабильность распределения по разрезу.



Таблица 9.  
Содержания различных химических элементов по слоям корок гайота Федорова по результатам анализа методом ICP

Статистические характеристики	Компоненты															
	Co	Ni	Cu	Pb	Sr	Ba	Zn	Mo	Zr	Nb	As	Sb	W	U	Th	Se
<b>I-1</b>																
Среднее, %	<b>0.39</b>	<b>0.36</b>	<b>0.094</b>	<b>0.206</b>	<b>0.173</b>	<b>0.250</b>	<b>691</b>	<b>540</b>	<b>251</b>	<b>16</b>	<b>171</b>	<b>28</b>	<b>36</b>	<b>13</b>	<b>13</b>	<b>13</b>
Вариация, %	24	24	26	11	8	11	26	28	31	21	42	16	43	24	14	–
Выборка	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	4
<b>I-2</b>																
Среднее, %	<b>0.32</b>	<b>0.43</b>	<b>0.132</b>	<b>0.110</b>	<b>0.149</b>	<b>0.162</b>	<b>601</b>	<b>402</b>	<b>378</b>	<b>19</b>	<b>174</b>	<b>26</b>	<b>51</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>15</b>
Вариация, %	24	14	23	24	7	35	18	19	59	49	28	16	23	28	86	48
Выборка	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	7
<b>II</b>																
Среднее, %	<b>0.46</b>	<b>0.47</b>	<b>0.153</b>	<b>0.127</b>	<b>0.133</b>	<b>0.173</b>	<b>672</b>	<b>427</b>	<b>651</b>	<b>40</b>	<b>211</b>	<b>39</b>	<b>71</b>	<b>11</b>	<b>9</b>	<b>14</b>
Вариация, %	20	19	26	31	9	14	18	20	71	50	26	29	30	18	42	59
Выборка	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	9
<b>III</b>																
Среднее, %	<b>0.58</b>	<b>0.43</b>	<b>0.111</b>	<b>0.187</b>	<b>0.129</b>	<b>0.154</b>	<b>601</b>	<b>474</b>	<b>705</b>	<b>41</b>	<b>213</b>	<b>37</b>	<b>94</b>	<b>15</b>	<b>17</b>	<b>12</b>
Вариация, %	20	26	36	62	12	21	29	23	49	22	37	19	42	66	60	–
Выборка	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	5
<b>Компоненты</b>																
	Li	Rb	Cs	Be	Sc	Ag	Cr	V	Ga	Cd	Sh	Te	Hf	Ta	Tl	Bi
<b>I-1</b>																
Среднее, %	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>0.2</b>	<b>5</b>	<b>7</b>	<b>0.3</b>	<b>16</b>	<b>557</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>80</b>	<b>3</b>	<b>0.4</b>	<b>139</b>	<b>75</b>
Вариация, %	30	22	–	31	25	54	90	8	41	25	14	21	44	–	14	11
Выборка	7	6	4	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	5	7	7
<b>I-2</b>																
Среднее, %	<b>3</b>	<b>7</b>	<b>0.4</b>	<b>4</b>	<b>10</b>	<b>0.2</b>	<b>15</b>	<b>407</b>	<b>11</b>	<b>3</b>	<b>11</b>	<b>62</b>	<b>5</b>	<b>0.4</b>	<b>132</b>	<b>38</b>
Вариация, %	55	64	95	33	28	74	90	16	37	36	22	20	53	32	13	32
Выборка	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	9	13	13
<b>II</b>																
Среднее, %	<b>6</b>	<b>16</b>	<b>1.1</b>	<b>5</b>	<b>11</b>	<b>0.4</b>	<b>10</b>	<b>448</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>11</b>	<b>74</b>	<b>8</b>	<b>0.7</b>	<b>150</b>	<b>35</b>
Вариация, %	52	54	52	25	27	78	5	13	31	36	13	16	85	39	29	44
Выборка	12	12	12	11	12	12	12	12	12	12	12	12	12	9	12	12
<b>III</b>																
Среднее, %	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>0.5</b>	<b>5</b>	<b>9</b>	<b>0.7</b>	<b>14</b>	<b>483</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>69</b>	<b>11</b>	<b>0.6</b>	<b>165</b>	<b>38</b>
Вариация, %	101	44	49	20	26	143	73	6	44	22	60	56	86	51	41	44
Выборка	10	10	10	9	10	11	11	11	10	11	11	11	11	11	11	11

**Примечание.** Содержание компонентов от Co до Ba даны в процентах, от Zn до Se в граммах на тонну. Содержание компонентов определены в АСИЦ ВИМС методом ICP-MS и ICP-AES под руководством С.В. Кордюкова

Таблица 10.

## Содержания редкоземельных элементов и иттрия по слоям корок гайота Федорова

Слой корок	Компоненты														
	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Du	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<b>I-1</b>															
Среднее, г/т	<b>353</b>	<b>400</b>	<b>1754</b>	<b>64</b>	<b>249</b>	<b>47</b>	<b>11</b>	<b>70</b>	<b>9</b>	<b>59</b>	<b>13</b>	<b>42</b>	<b>6</b>	<b>41</b>	<b>7</b>
Вариация, %	16	11	22	16	19	23	17	14	23	24	28	28	23	26	29
Выборка	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
<b>I-2</b>															
Среднее, г/т	<b>361</b>	<b>285</b>	<b>909</b>	<b>48</b>	<b>192</b>	<b>39</b>	<b>10</b>	<b>56</b>	<b>8</b>	<b>48</b>	<b>11</b>	<b>36</b>	<b>5</b>	<b>34</b>	<b>6</b>
Вариация, %	28	22	26	21	26	24	20	22	27	29	31	31	26	30	34
Выборка	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
<b>II</b>															
Среднее, г/т	<b>248</b>	<b>279</b>	<b>932</b>	<b>54</b>	<b>212</b>	<b>45</b>	<b>10</b>	<b>59</b>	<b>8</b>	<b>50</b>	<b>11</b>	<b>34</b>	<b>5</b>	<b>32</b>	<b>5</b>
Вариация, %	20	11	22	11	13	14	12	16	17	19	21	22	20	24	26
Выборка	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
<b>III</b>															
Среднее, г/т	<b>178</b>	<b>295</b>	<b>898</b>	<b>62</b>	<b>240</b>	<b>52</b>	<b>13</b>	<b>66</b>	<b>9</b>	<b>59</b>	<b>13</b>	<b>37</b>	<b>5</b>	<b>37</b>	<b>6</b>
Вариация, %	15	18	28	18	18	15	17	19	19	25	31	34	32	43	44
Выборка	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11

**Примечание.** Содержания компонентов определены в АСИЦ ВИМС методом ICP-MS под руководством С.В. Кордюкова.

Анализ приведенного материала позволяет предположить, что процесс образования корок вероятнее всего полигенный и каждый слой развивался в заметно отличающихся условиях

**Конкреции.** Среди них встречены как конкреции нормального гранулометрического ряда (предшествующие исследования показали, что его можно ограничить фракциями от 1 до 12 см), так и валунными, размеры которых достигают 50 см, а масса 55 кг [210].

Конкреции нормального гранулометрического ряда чаще всего эллипсоидальные, сферические, реже таблитчатые, угловатые, в единичных случаях сростковые (фиг. 4). Ядра в них представлены всеми типами описанных пород, часто в значительной степени измененных — фосфатизированных, смектитизированных, цеолитизированных, окремненных. Иногда в ядрах отмечаются обломки корок. Текстуры рудной оболочки могут быть массивными, радиально-столбчатыми, реже тонкослоистыми (фиг. 5).

Валунные конкреции чаще всего эллипсоидные, реже сферические (фиг. 4). Ядрами, как правило, являются относительно прочные породы — базальты, брекчии, рифогенные известняки. Отличительная черта валунных конкреций — многостадийность развития, проявленная в строении. Выделяется 2–3 стадии роста, строение и вещественный состав которых соответствует слоям корок. Обычно у 30% образцов ядром служат обломки слоя I-1 или I-2, иногда обоих, реже II или всех этих слоев. Стадии роста выделяются по структурным несогласиям. Но часто все слои нарастают согласно (фиг. 5). Сохраняется первоначальный центр осаждения и общая концентрическая зональность, то есть все время формирование происходило по конкреционному закону. Площадь ядра обычно варьирует от 10 до 30, иногда до 50%. Распределение мощности рудной оболочки может быть как симметричным, так и асимметричным: в верхней части мощность может быть в 1,5, иногда 2 раза больше, чем в нижней.

Корково-конкреционные образования также могут принадлежать нормальному гранулометрическому ряду или относиться к валунным. Наиболее часто по количеству встречаются ККО фракций от 6 до 10 см, по массе — более 16 см. В морфологическом отношении преобладают неправильные угловатые образцы. Реже встречаются таблитчатые и неправильно-эллипсоидальные формы. Субстратом ККО могут служить все породы, участвующие в строении разреза. Преобладают эффузивы, часты туфогенные породы.

Толщины рудных оболочек ККО весьма незначительны и увеличиваются от меньших фракций к большим, что предопределено трактовкой термина. Рудная оболочка может покрывать субстрат равномерно или неравномерно, когда ее мощность по окружности сокращается или образует раздувы во входящих углах ядра. Распределение мощности оболочки может быть симметричным по направлениям верх — низ, либо асимметричным. В небольших ККО, с оболочками небольшой мощности, текстуры разнообразием не отличаются. Они массивные или слабопористые, реже тонко- и среднеслоистые (около 1 сл/мм). В крупных фракциях на контакте субстрата и рудной оболочки, могут появляться в значительной степени разрушенные реликты I или II слоя корок. Мощность этих реликтов редко превышает 2 см.

### **Распределение железомарганцевых образований**

Схема распределения железомарганцевых корок на поверхности гайот дана на рис. 7. Особенности строения гайота обусловили наличие двух центров зональности рудоносного поля — вершинных поверхностей, являющихся безрудными зонами и покрытых плиоцен-четвертичными осадками [206]. В обеих безрудных зонах отмечены «острова» оруденения, приуроченные к положительным формам мезорельефа, сложенные сплошными покровами корок, иногда частично дезинтегрированными и присыпанными осадками. На некоторых из них с корками ассоциируют конкреции и ККО. Безрудные области окружены по периферии вершин зонами коркового оруденения, которые протягиваются узкими полосами (от 0,3 до 3,0 км) вдоль бровки по всему периметру гайота.

Выделено две фации оруденения [47]. К первой отнесены корки на пологонаклонных поверхностях. Занимаемая ею площадь непрерывна и соединяет обе вершинные поверхности через седловину. Располагаясь в целом в интервале 1500–1900 м, в седловине зона плавно опускается до глубин 2100 м. Здесь преимущественно развиты сплошные «бронирующие» покровы корок, чередующиеся с участками ранней стадии дезинтеграции покровов, разбитых редкими трещина-

ми, при отсутствии или несущественном смещении плит. Степень присыпанности корок осадками ближе к бровке не превышает 10%, по направлению к вершине повышается местами до 40–60%.

Вторая фация оруденения охватывает склоны гайота ниже бровки и прослеживается до глубин 3500 м, иногда более. Сплошные покровы отмечаются на верхних склонах до глубин 2100–2500 м. На остальных площадях корки в определенной степени дезинтегрированы, а в нижней части зоны представлены осыпями. Степень присыпанности осадками зависит от крутизны склонов. На участках с крутизной более 12° она не превышает 10%. С выполаживанием склонов степень присыпанности увеличивается. К обширным субгоризонтальным ступеням приурочены локальные безрудные участки. Ниже глубин 2800–3500 м, с резким выполаживанием склонов до 7°, на поверхности дна среди сплошных покровов осадков отмечаются мелкие обломки и редкие выходы корок, ассоциирующие с конкрециями и ККО. Эти зоны простираются до глубин 5000 м.

В структуре оруденения гайота помимо концентрических черт присутствуют и радиальные, обусловленные склоновыми процессами (рис. 7). Выражены последние в ориентировке многих безрудных зон и зон корковых осыпей, вытянутых не вдоль склона, а вкрест него. Фактически это зоны склоновой аккумуляции, приуроченные к различным ложбинам, промоинам, а иногда и к поверхностям гребней — отрицательным и положительным линейным мезоформам рельефа. Обычно такие осыпи состоят из обломков корок, коренных пород, конкреционных образований, перемешанных с неконсолидированными осадками. Реже они состоят только из обломков корок и в таком случае могут быть включены в контуры рудных залежей.

Большая часть зон оруденения обладает корками мощностью более 4 см. На глубинах менее 3000 м лишь в редких случаях отмечаются относительно протяженные зоны корок меньшей мощности. Зоны максимальной мощности (более 10 см) развиты по всему гайоту, но наибольшие площади занимают в пределах западной и южной частей западной постройки, в седловине и северной части восточной постройки. Мощность корок вдоль склонов на расстоянии 5 км может изменяться от первых миллиметров до 12, иногда 14 см. В среднем от бровки до глубин 2000 м она составляет 6–7 см, убывая ниже до 4–5 см с увеличением крутизны склонов до 15°–20° и более. Тенденция уменьшения мощности корок с увеличением крутизны была отмечена прямыми наблюдениям с ПАО «Пайсис» [47].

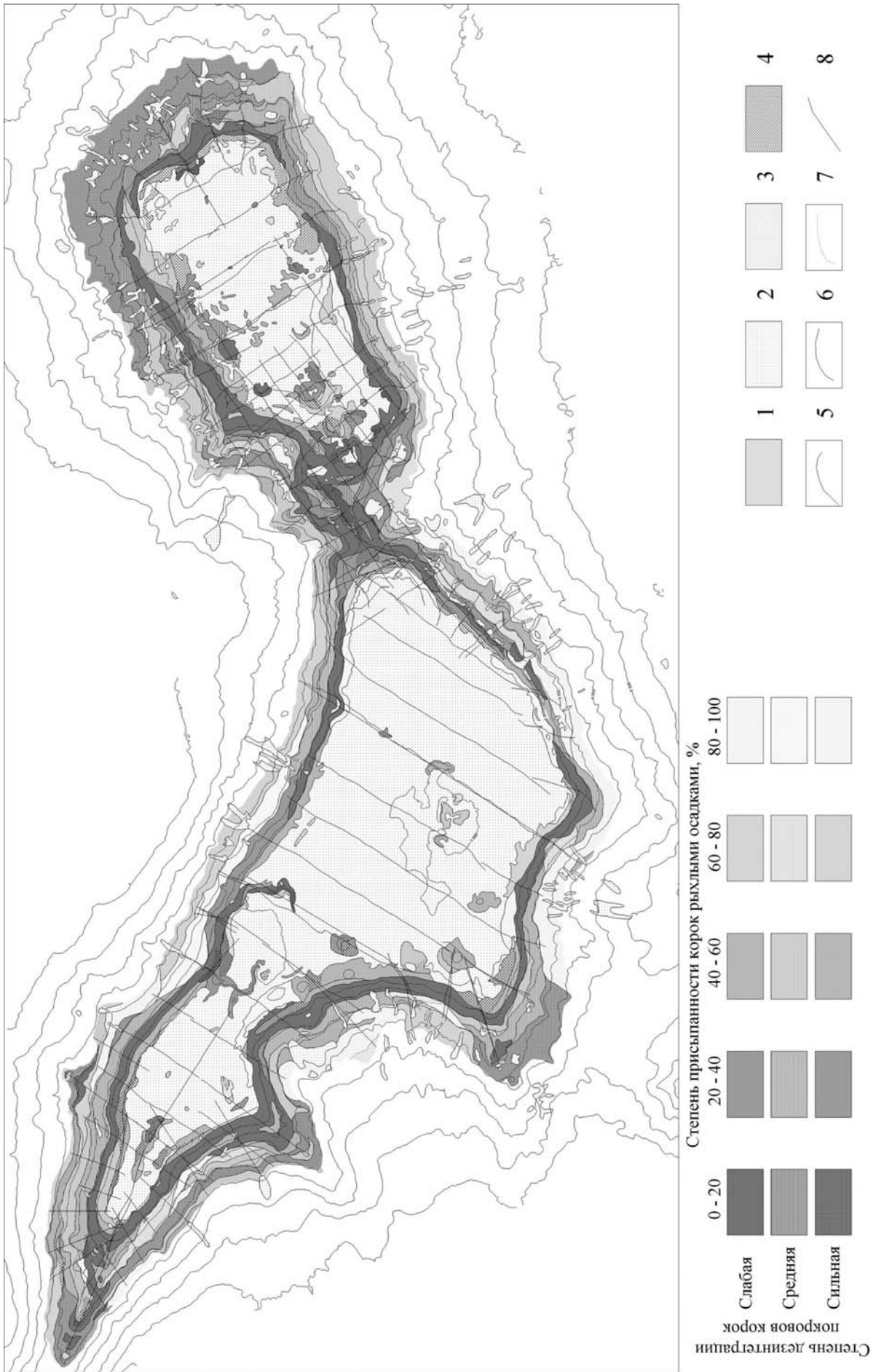
Распределения мощностей корок в целом сходны на западной и восточной постройках. Южные склоны, чуть беднее северных — корки мощностью менее 4 см составляют около 40%, против 30%. Более трех четвертей значений мощности выше 7 см отмечены на глубинах менее 2 км, а корок мощностью менее 1 см здесь вообще не отмечено. Напротив, на глубинах больше 2.5 км доля корок мощностью менее 4 см составляет 48%. Субстратом служат любые породы, различия обусловлены главным образом степенью его литификации. Наименьшие средние значения отмечены на глинах и эоценовых фосфатизированных известняках, имеющих наименьшую степень литификации.

Обширный материал для анализа изменчивости мощности корок получен с помощью бурения [211, 437]. Пройден ряд буровых профилей на западном отроге западной постройки, в западной и южной частях западного плато, а также по оси седловины. Анализ результатов позволил сделать ряд наиболее общих выводов.

Средняя мощность корок на пологих поверхностях, если они свободны от осадков, существенно выше, чем на склонах. По 33 скважинам, достигшим субстрата, она составляет 11,2 см, в то время как на склонах в пределах рудных залежей она составляет менее 7 см.

Установлено, что изменчивость мощности корок зависит преимущественно от изменчивости состава их разреза. При сохранении одних и тех же слоев, вариации общей мощности незначительны; за исключением редких случаев она составляет не более 20%. Резкое сокращение мощности корок наблюдается при выпадении из разреза какого-либо из слоев. Чаще отсутствуют слои I-1 или/и I-2, однако отмечено и выпадение из разреза слоя II при сохранении нижних.

Показателен в этом смысле буровой профиль, пройденный по оси западного отрога западной постройки. На нем пробурено 7 скважин (рис. 8). По этой же линии выполнен ряд драгирований, позволяющих дополнить полученную информацию. Рельеф вдоль профиля имеет сту-



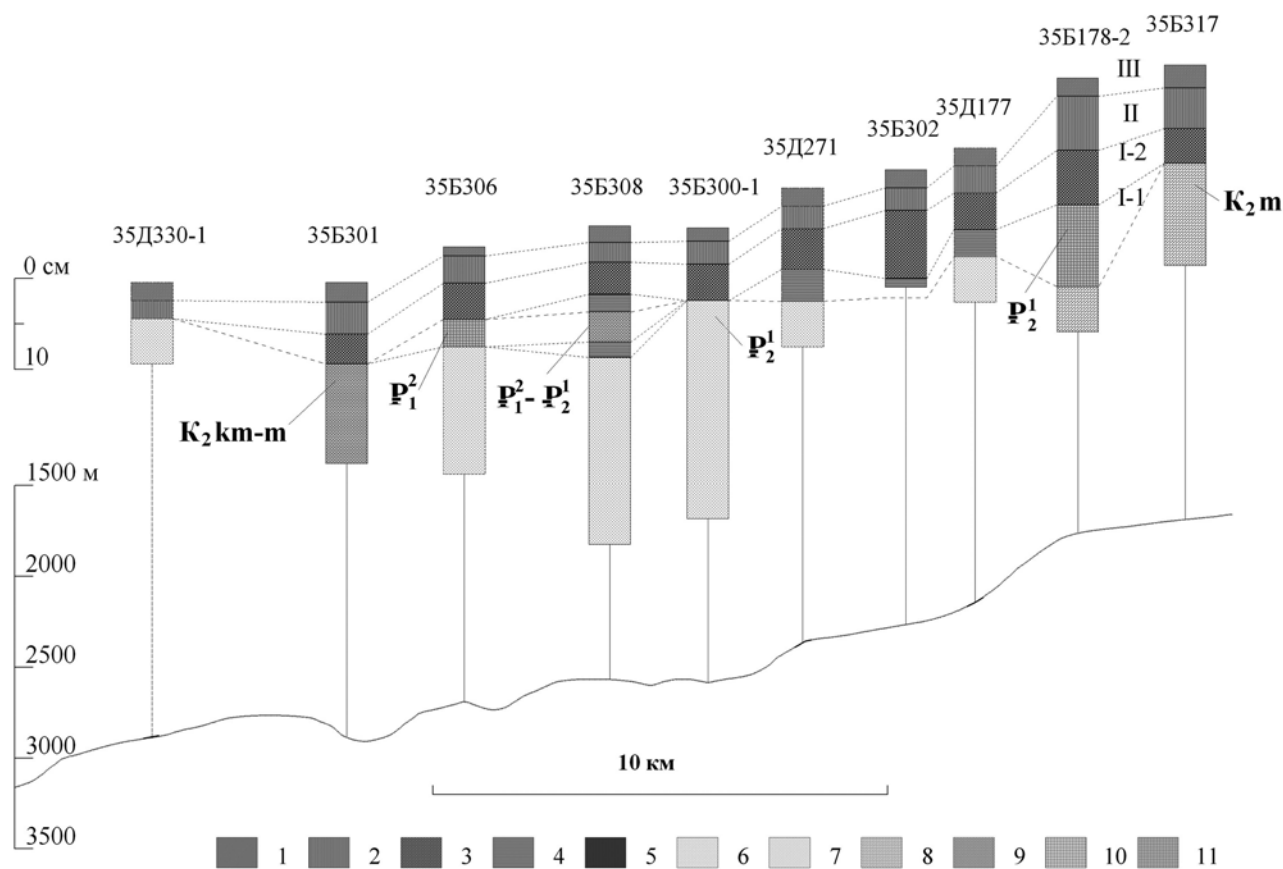
**Рис. 7. Карта распределения железомарганцевых образований на гайоте Федорова.**

В легенде показано соотношение дезинтеграции покровов корок с присыпанностью их рыхлыми осадками. Дополнительно цифрами обозначены: 1 — зоны развития конкреций при отсутствии корок; 2 — безрудные зоны; 3 — развитие мелких конкреций (до 12 см); 4 — то же и валунных; 5-7: границы; 5 — различные зон оруденения, 6 — безрудных зон, 7 — зон развития конкреций; 8 — положение фотопродольной.



пенчатый характер. В верхней части бурового разреза субстратом корок служат рифогенные известняки, в средней и нижней частях поверхность дна сложена базальтами и вулканогенно-обломочными породами, а также кокколит-фораминиферовыми известняками. Известняки в верхней и нижней частях характеризуются сходным возрастом, только в верхней части формировались рифогенные отложения, а в нижней — более глубоководные кокколит-фораминиферовые. В течение позднего палеоцена — раннего эоцена имела место вспышка вулканической активности, результатом которой являются покровы туфов и туффитов, покрывающих среднюю часть отрога, формировались горизонты впоследствии погребенных конкреций (скв. 35Б178-2 и 35Б306), формировался слой I-1, явившийся основанием разреза ныне существующих корок (скв. 35Б308).

От бровки до глубин 2400 м мощность корок колеблется в пределах 12–14 см, а в их разрезе присутствуют все четыре слоя. В скважине 35Б178-2 базальный слой I-1 присутствует только в горизонте погребенных конкреций. Выше на плато выклинивается слой I-1, и мощность сокра-

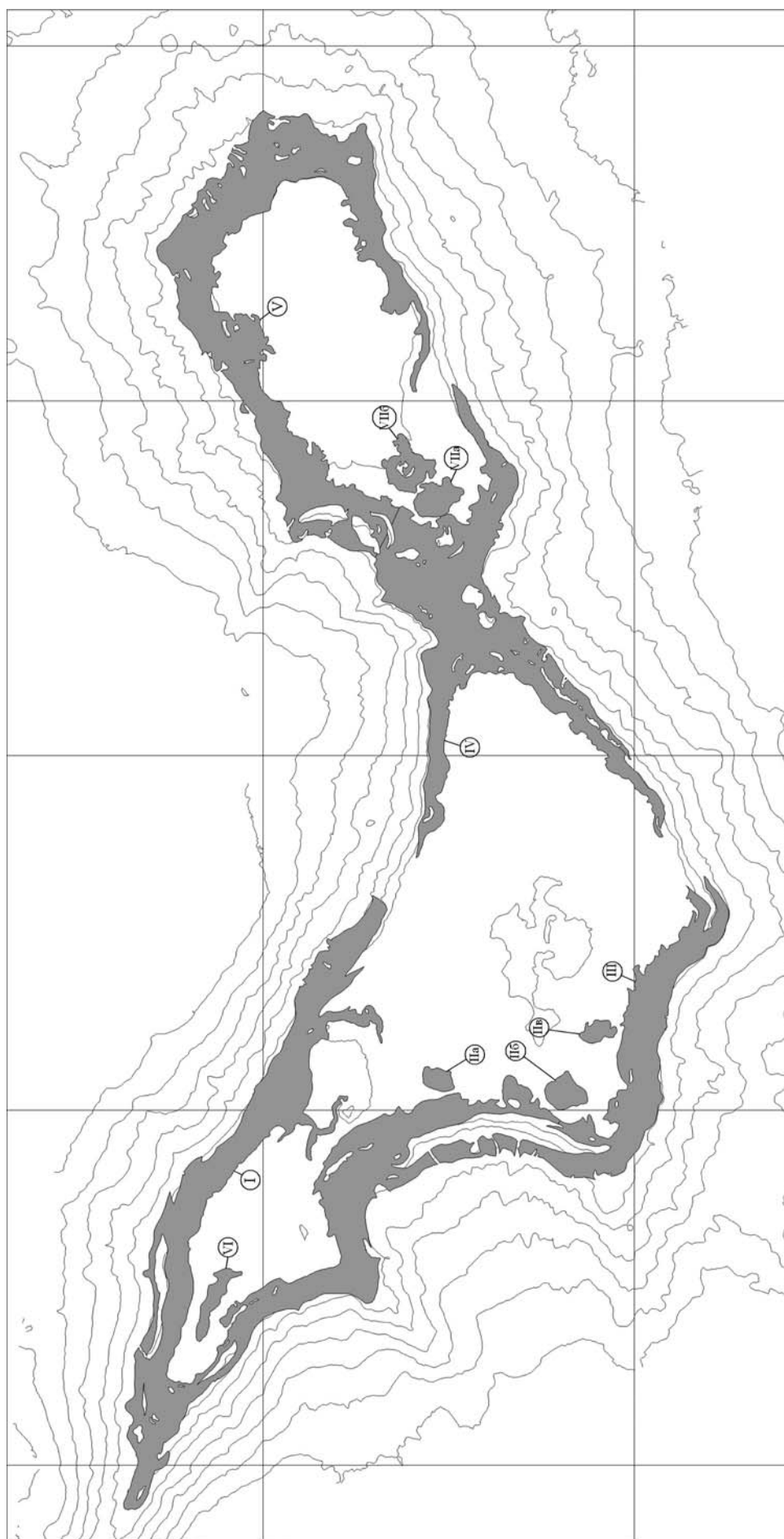


**Рис. 8. Разрез железомарганцевых корок по буровому профилю вдоль гребня северо-западного отрога гайота Федорова.**

1–5: слои корок: 1 — слой III, 2 — слой II, 3 — слой I-2, 4 — слой I-1, 5 — без разделения по слоям; 6–10: типы субстратов: 6 — базальты, 7 — туф и туффиты, 8 — рифогенные известняки, 9 — планктоногенные известняки, 10 — эдафогенные брекчии; 11 — горизонты погребенных конкреций.

щается до 10,5 см. Вниз по склону, в районе отметки 2500 м слой I-1 также выклинивается, а мощность корок сокращается до 8–9 см. Такая ситуация сохраняется до глубин 2900 м. В то же время на склонах отрога глубже 2700 м выклинивается слой I-2, а общая мощность корок сокращается до 4 см. Мощность верхних слоев вдоль профиля меняется незначительно.

В системе оруденения рудного поля гайота Федорова выделен ряд рудных залежей, распределение которых неоднократно приводилось в опубликованных работах [162, 232, 312] (рис. 9). Залежи, выделенные исходя из минимальной весовой продуктивности корок и минимального содержания в них кобальта, относительно плотно опоясывают склоны гайота и периферические части вершинной поверхности. Разрывы сплошности оруденения весьма незначительные и приурочены к зонам отсутствия корок в зонах молодых тектонических нарушений на склонах. От-



**Рис. 9. Расположение рудных залежей кобальтоносных железомарганцевых корок гайга Федорова.**  
Цифры — номера залежей.

дельные залежи приурочены к конкретным формам (вулканические конуса, отроги, седловины) и элементам (участки склонов и вершинных плато) рельефа, а их площади изменяются от первых десятков квадратных километров до первых сотен. Согласно опубликованным данным, ресурсы сухой руды корок в пределах рудных залежей гайота превышают 80 млн. т. [312].

Фиг. 1. Различные типы поверхностей железомарганцевых корок:

а, б, г, и, л — ботроидальные; в, д, е, ж, з — бугристые; к, м — каплевидные поверхности.

Характер поверхности: а-г, и — шероховатый; д-з, к-м — гладкий.

На а-е, з, и, м — деление шкалы равно 1 см, на ж — деление шкалы равно 5 см, на к — масштаб — 0,45х; на л — масштаб — 0,25х.

Фиг. 2. Строение разрезов железомарганцевых корок:

а, в, г, е, и — полные разрезы корок (слои I-1 — I-2 — II — III); б, д, ж, з — сокращенные разрезы корок: б, д, ж — слои I-1 — II — III, з — слои II — III;

а-в, д, ж-и — напластование без угловых несогласий (на образцах д, и боковые поверхности регенерированы пористой разновидностью слоя III);

г, е — примеры отчетливых угловых несогласий в разрезе корок: г — слои II и III перекрывают древний обломок корок на базальтовом субстрате, разрез которых представлен слоями I-1 и I-2, е — слой I-2 с угловым несогласием перекрывается слоем II, слой III с несогласием перекрывает слои I-2 и II.

На а, в, е, ж, и — деление шкалы равно 1 см, б, д, з — масштаб 0,45х, г — 0,35х.

Фиг. 3. Структуры железомарганцевых корок.

Нормально отраженный свет, 70х

а-в — структуры слоя I-1, г-д — структуры слоя I-2, е-з — структуры слоя II, и-к — структуры слоя III.

Фиг. 4. Внешний облик железомарганцевых конкреций подводных гор:

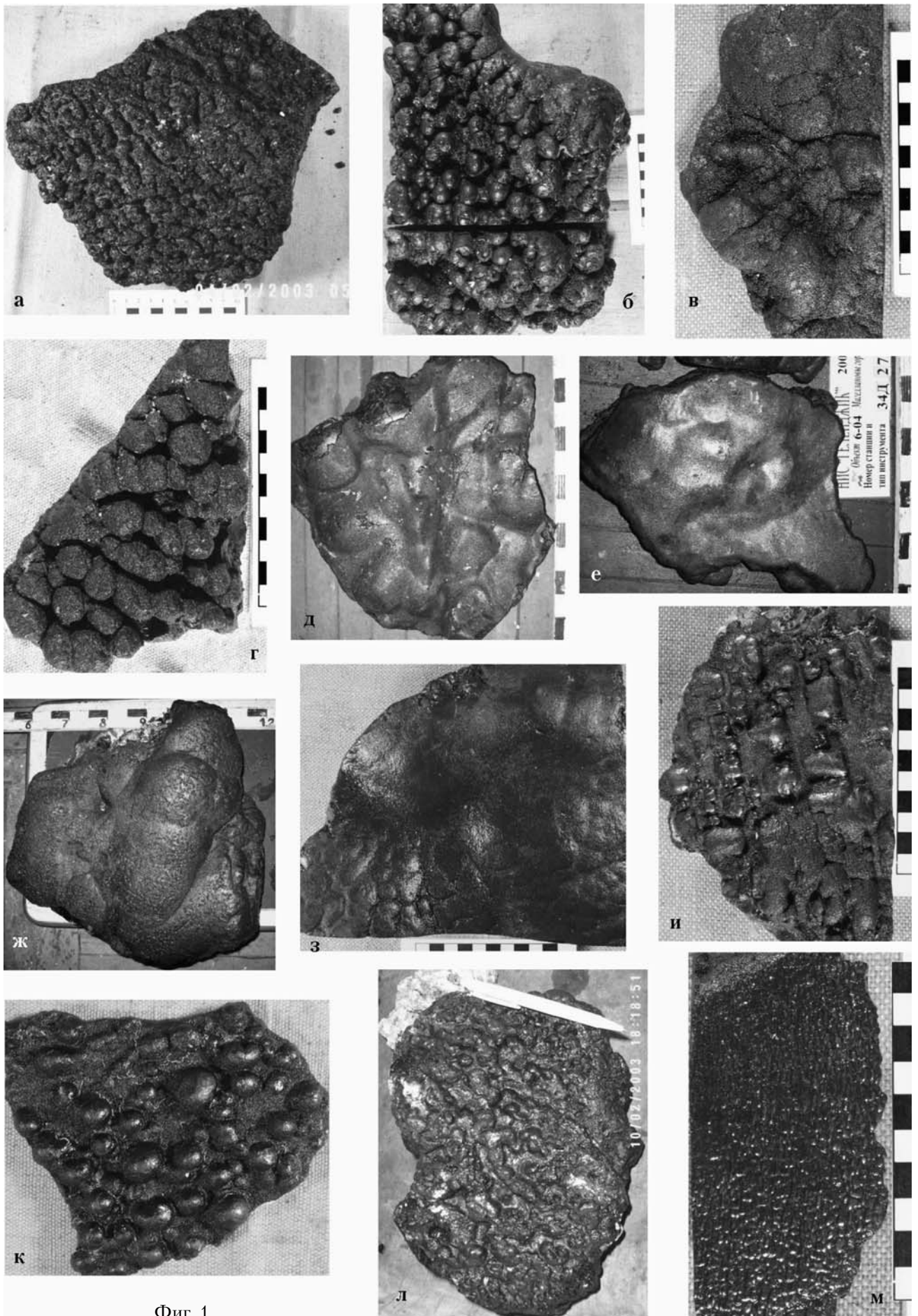
а-в, д — валунные конкреции; г, ж — конкреции нормального гранулометрического ряда (фракции от 2 до 12 см); е — мелкие и валунные конкреции. А, в, е, ж — фотографии материала драгирования; г, д — выкладки конкреций по фракциям и морфологии.

Размер деления масштабной линейки — 5 см, на ж — длина таблички с номером — 35 см.

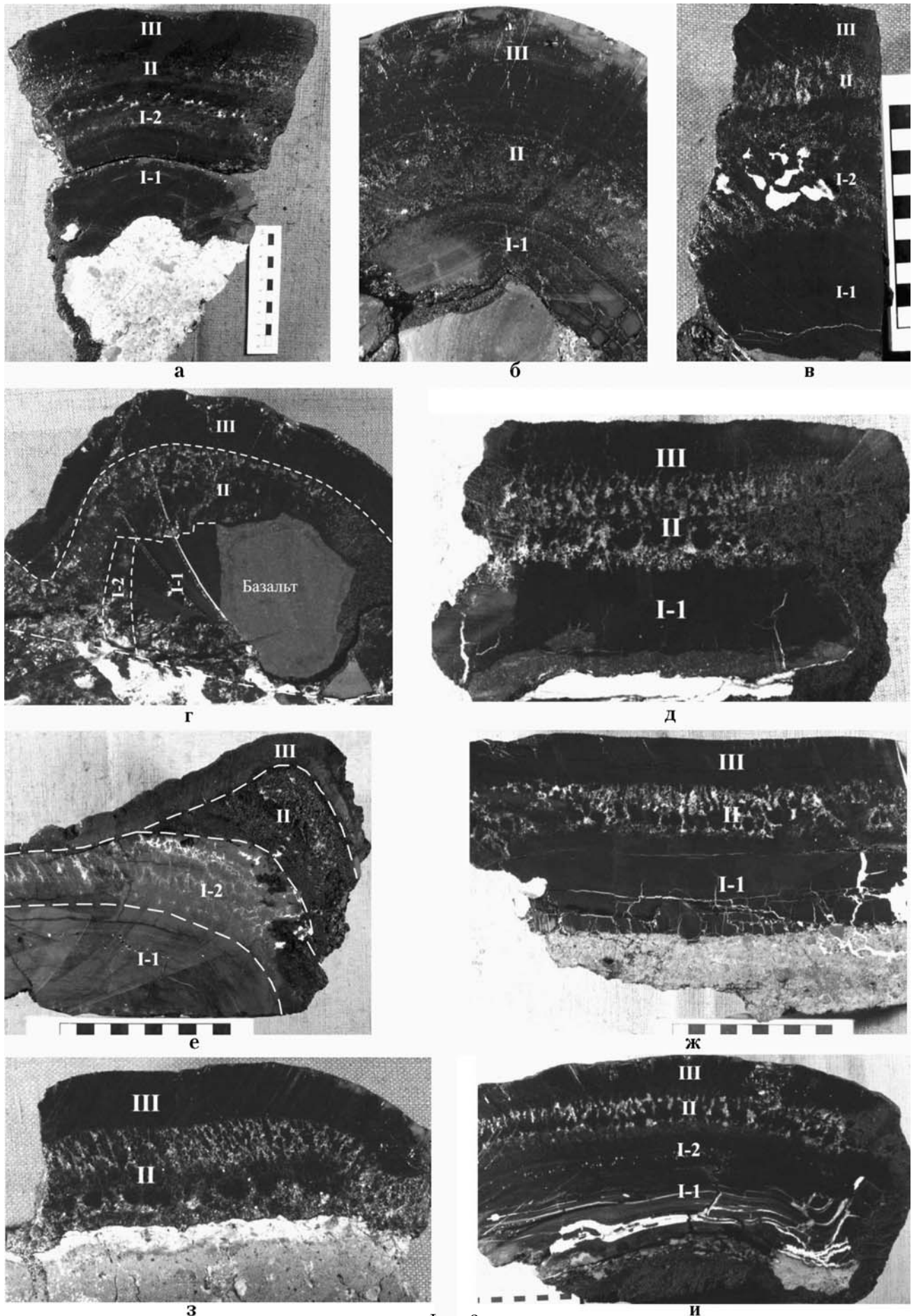
Фиг. 5. Строение конкреционных железомарганцевых образований.

Приведено строение преимущественно валунных конкреционных образований различных фракций и морфотипов. Образцы ж и и — корково-конкреционные образования, остальные — собственно конкреции.

Ядрами в приведенных образцах служат базальты (а, г, з, и); эдафогенные брекчии (б, в); слоистые известняки (д, е); туфобрекчии (ж). Отмечается как симметричное, так и асимметричное (а, з). В рудной оболочке прослеживается от одного (е, и) до четырех (в) выделенных слоев. Развитие слоев как согласное (в) так и с угловыми (а, ж, з) и эрозионными (б, г, д) несогласиями. Для сопоставления образцов разных фракций выбран близкий масштаб увеличения. Цена одного деления масштабной линейки — 1 см.

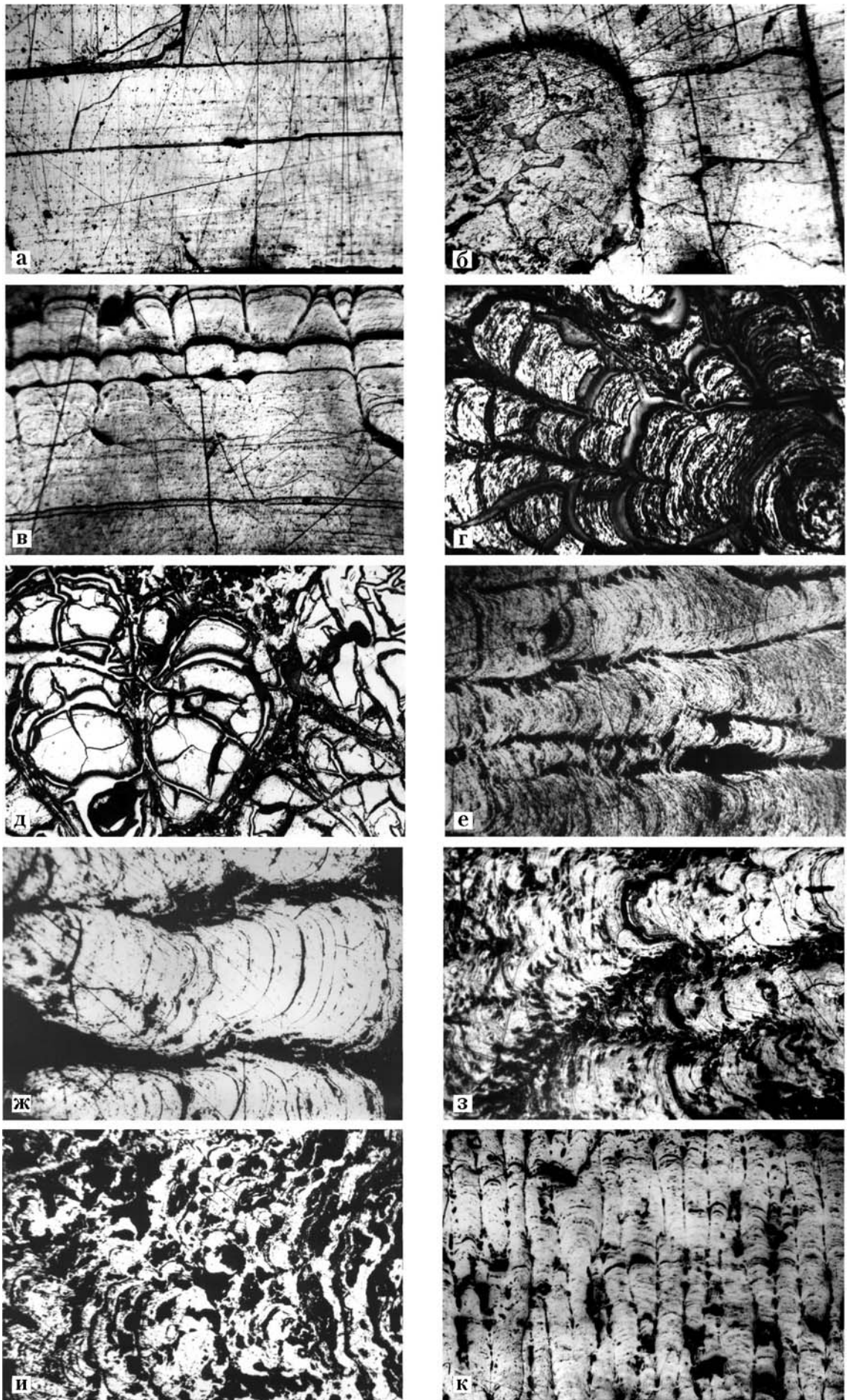


Фиг. 1.



Фиг. 2.



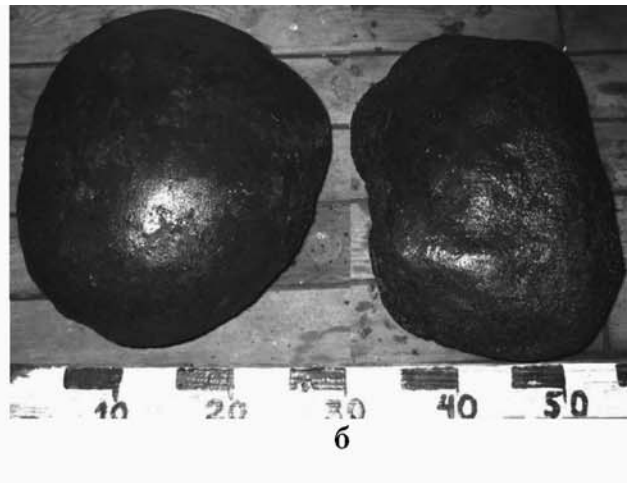


Фиг. 3.





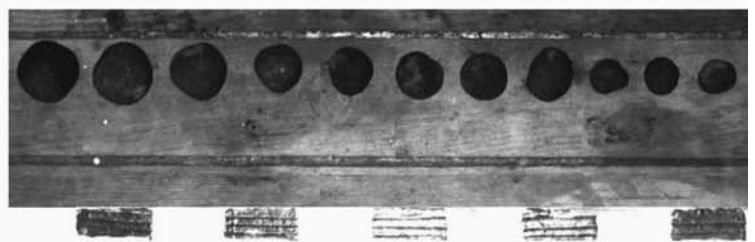
а



б



в



г



д

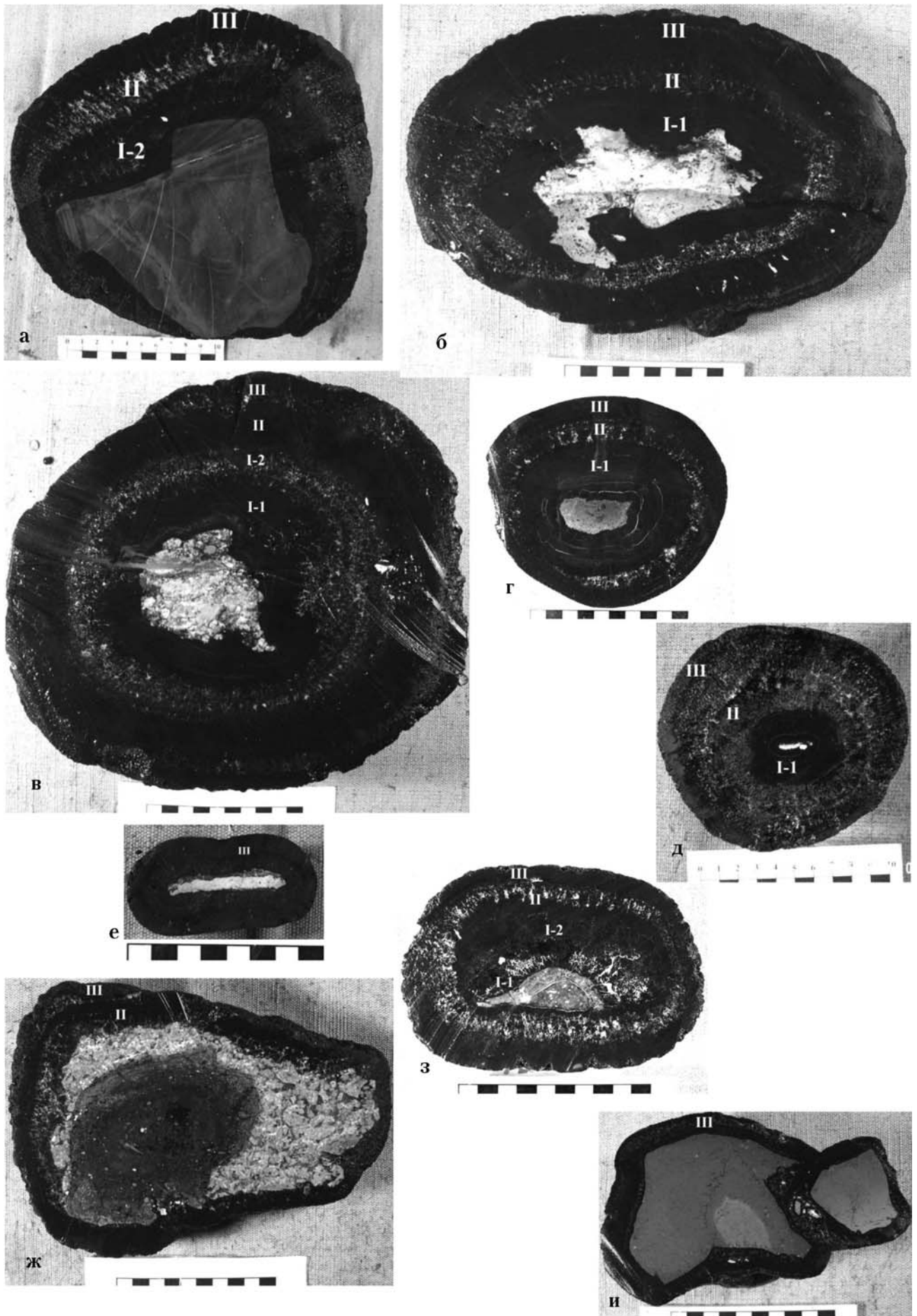


е



ж

Фиг. 4.



Фиг. 5.

## 8.2. Месторождения железомарганцевых конкреций зоны Кларион-Клиппертон, Тихий океан

*В.М. Юбко*

В семидесятые-восемидесятые годы прошлого столетия резко усилилось изучение и подготовка к освоению месторождений оксидных железомарганцевых конкреций (ЖМК) Мирового океана. Не в последнюю очередь это было обусловлено тем, что в предшествующее десятилетие были завершены исследования, показавшие, что на дне океана сосредоточены гигантские объемы конкреционных руд с промышленными содержаниями таких металлов как марганец, никель, медь, кобальт, ресурсный потенциал которых сопоставим с сухопутным [212].

Согласно современным данным наиболее крупные скопления ЖМК сосредоточены в пределах Тихого океана. Суммарное количество ЖМК, в его пределах оценивается в 165 млрд тонн. Ресурсы ЖМК Индийского и Атлантического океанов более скромные — около 43 и 9 млрд тонн соответственно. Кроме того, в Тихом океане сосредоточены наиболее богатые по содержаниям полезных компонентов, в первую очередь — марганца, никеля, меди и кобальта, поля ЖМК: Кларион-Клиппертон, Перуанское, Центрально-Тихоокеанское. С наиболее бедными из названных полей, могут сравниться наиболее обогащенные рудными компонентами поля Индийского океана (Центрально-Индийское, Диамантина). Для Атлантического океана крупные поля ЖМК с высокими содержаниями рудных компонентов не характерны.

Конкреционное поле зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана является наиболее изученным в Мировом океане. Представления о его строении, а также пространственной изменчивости количественных и качественных характеристик образующих его скопления ЖМК следует рассматривать как наиболее обоснованные.

### Особенности геологического строения зоны Кларион-Клиппертон

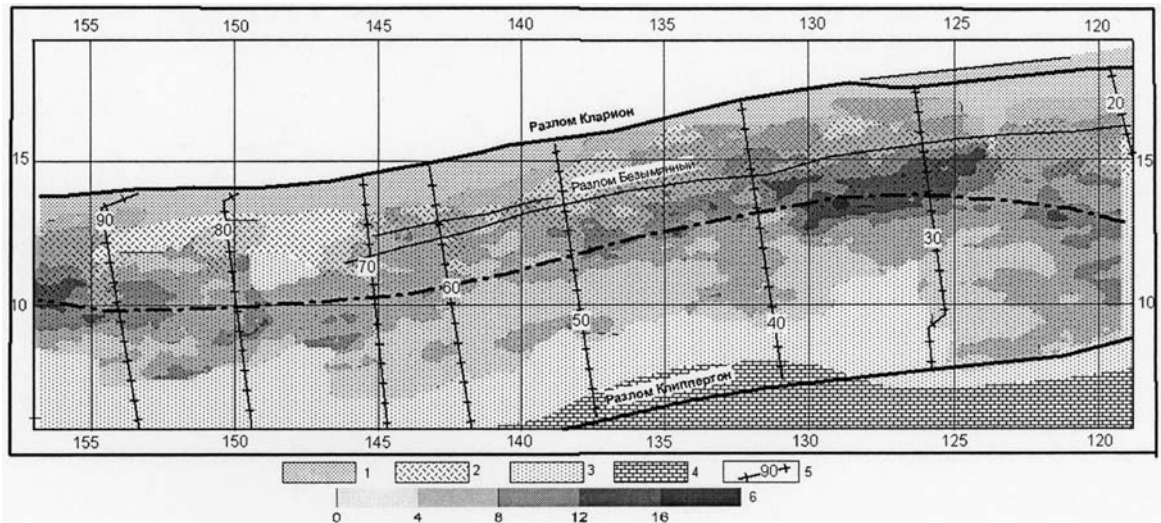
Зона Кларион-Клиппертон расположена в северной приэкваториальной области Северо-Восточной котловины Тихого океана и имеет форму субширотной полосы шириной 1100–1300 км и протяженностью около 5000 км. На севере и юге зона ограничена, соответственно, трансформными разломами Кларион и Клиппертон, на востоке — горами Математиков, на западе — центральной частью поднятия островов Лайн. В региональном масштабе проявлена устойчивая тенденция к увеличению глубин в ее пределах с востока на запад от 4000–4200 м до 5400–5600 м.

В геоморфологическом отношении восточная часть зоны (до 130° з.д.) принадлежит западному склону Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), западная — наиболее глубоководной части Северо-Восточной котловины и осложняющему ее строению поднятию Купера. Характер рельефа дна зоны на всем ее протяжении преимущественно равнинный, осложненный системой ориентированных в субмеридиональном направлении высокого порядка линейных форм рельефа грядово-долинного типа с размерами поперечников 1–10 км и относительными превышениями от первых десятков до первых сотен метров. Равнинный фон поверхности дна зоны местами нарушен вулканическими сооружениями типа подводных гор превышением от нескольких сотен метров до первых километров, особенно многочисленными в ее западном (поднятие Купера) и восточном (склон ВТП у 120° з.д.) секторах.

Земная кора зоны Кларион-Клиппертон, общая мощность которой составляет 10,6–10,8 км [94], имеет двуслойное строение. Верхняя часть ее разреза представлена отложениями осадочного чехла мощностью 100–300 м, нижняя — базальтами коренного ложа (фундамента). По данным бурения и геофизических исследований надежно установлено, что возраст фундамента последовательно убывает в направлении с запада на восток от 90 млн лет у 153° з.д. до 20 млн лет у 118° з.д. [408, 446]. Соответственно, в этом же направлении закономерно изменяется структура осадочного чехла вследствие фациальной смены кремнисто-глинистых отложений карбонатными внутри одновозрастных интервалов его разреза, а также омоложения подошвенных отложений.

Несмотря на указанный характер фациальной изменчивости осадочного чехла, строение его разрезов на большей части площади зоны Кларион-Клиппертон остается примерно одинаковым: верхняя часть (20–50 м) представлена кремнисто-глинистыми отложениями, нижняя — карбонатными. При этом, однако, по мере смещения с востока на запад возраст границы между кремнистой и карбонатной частями разреза последовательно удревняется.

Структурно-тектонический план зоны Кларион-Клиппертон достаточно монотонен и, в основном, отвечает клавишно-блоковому типу строения земной коры. Поперечные размеры линейных, ориентированных в субмеридиональном направлении блоков варьируют в пределах от первых километров до первых десятков километров. Их протяженность вдоль удлинений может достигать сотен километров. Субмеридиональные границы блоков нередко маркированы нарушениями как дизъюнктивного, так и пликативного характера. Наряду с этим, имеют место дизъюнктивные нарушения и субширотного простирания. Наиболее крупным из них является разлом Безымянный (рис. 1), отличающийся признаками молодой вулканогенной и гидротермальной активности (см. ниже).



**Рис. 1. Схема возраста фундамента, литологии донно-поверхностных отложений и конкреционности зоны Кларион-Клиппертон:**

1–4 — литолого-фациальные разновидности осадков: 1 — красные глубоководные глины; 2 — кремнистые илы; 3 — глинистые илы; 4 — карбонатные глины; 5 — изохроны возраста фундамента (млн. лет) — по [446]; 6 — градации плотности залегания ЖМК (тыс. т/км<sup>2</sup>). Жирная штрих-пунктирная линия — осевая область конкреционной полосы.

Все упомянутые особенности строения земной коры зоны Кларион-Клиппертон находят свое объяснение в рамках положений тектоники плит, в соответствии с которыми формирование коренного ложа данного региона, как составной части Тихоокеанской плиты, осуществляется (начиная с верхнего мела) в спрединговой обстановке в условиях осевой зоны ВТП. Западный тренд перемещения Тихоокеанской плиты и ее погружение в этом же направлении служат причиной удаления каждого линейного блока земной коры зоны Кларион-Клиппертон на тем большее расстояние от оси ВТП, а также погружение на тем большую глубину, чем древнее возраст его формирования. Стоит подчеркнуть, что причинная обусловленность упомянутой монотонности структурно-тектонического плана зоны Кларион-Клиппертон состоит в сохранении на всем протяжении ее геологического развития ориентировки оси ВТП, о чем убедительно свидетельствует субпараллельное расположение изохрон возраста фундамента — палеоосей ВТП (рис. 1).

Поскольку сегмент ВТП между разломами Кларион и Клиппертон располагается (и всегда располагался) батиметрически выше уровня критической глубины карбонатакопления (КГК), осадки, которые начинали накапливаться на новообразованных фрагментах земной коры зоны Кларион-Клиппертон, как правило, имели карбонатный состав. По мере смещения этих фрагментов к западу и погружения их под уровень КГК, современное батиметрическое положение которого соответствует глубине 4200 м, а пространственное — меридиану 115° з.д., карбонатакопление сменяется кремненакоплением.

Необходимо отметить, что в строении осадочного чехла зоны Кларион-Клиппертон имеют место и иные, возникшие вне связи с геодинамической историей ее развития, неоднородности, проявленные в региональных масштабах. К их числу относятся: 1) ярко выраженная поверхность несогласия среднемиоценового возраста, фиксирующая перерыв в осадконакоплении, дислокацию и эрозию ранее накопленных отложений, и 2) широтная зональность в распределении литолого-фациальных разновидностей наиболее молодых (плейстоцен-голоценовых) осадков.

Характер зональности заключается в следующем (рис. 1): на севере зоны, вблизи разлома Кларион в полосе шириной 100–200 км развиты интенсивно обогащенные цеолитами разности красных глубоководных глин. Далее к югу примерно такую же по ширине полосу занимают глинистые илы существенно гидрослюдистого состава, которые, в свою очередь, в южном направлении фациально замещаются примерно такими же по составу, но относительно обогащенными биогенной кремнистой компонентой илами, прослеживающимися практически до разлома Клиппертон. Вблизи этого разлома проходит граница между кремнисто-глинистыми отложениями и развитыми далее к югу известковистыми.

### Рудоносность.

Без преувеличения можно сказать, что рудоносность (конкрециеносность) зоны Кларион-Клиппертон носит сплошной характер в региональных масштабах. Это не означает, что вся площадь зоны конкрециеносна в одинаковой степени, но размеры той ее части, на которой распространены конкреции с плотностью залегания от 4 до 16 тысяч тонн на квадратный километр, и которая в устоявшейся практике именуется конкреционным полем Кларион-Клиппертон, действительно впечатляют.

Поле имеет форму субширотной полосы шириной 600–700 км между 155° и 127° з.д. и около 1000 км – восточнее, протягивающейся между разломами Кларион и Клиппертон более чем на 4000 км (рис. 1). Северная граница поля примерно совпадает с южным ограничением площади, занятой красными глубоководными глинами, южная проходит вдоль, или несколько севернее полосы развития карбонатных глин. Его площадь составляет около 3 миллионов квадратных километров.

В пределах поля сосредоточено около 19,5 млрд тонн влажных (~ 13,6 млрд тонн сухих) конкреционных руд. Руды залегают на поверхности океанского дна в виде своеобразной «россыпи» конкреционных стяжений (рис. 2А, 2В), полупогруженных в разжиженные илы, венчающие разрез осадочного покрова. Региональные вариации плотности залегания ЖМК внутри поля носят закономерный характер, который определяется существованием осевой области конкреционной полосы, характеризующейся относительно повышенными средними значениями этого параметра, протягивающейся по простиранию поля в 450–500 км к югу от разлома Кларион, а также возрастанием упомянутых значений в направлении с запада на восток (рис. 1).

### Строение ЖМК

При всем многообразии форм, размеров и других внешних характеристик железомарганцевых конкреций их общим признаком является концентрически-зональное (концентрически-слоистое) строение. Данное обстоятельство служит причиной того, что подавляющая часть конкреций имеет сфероидальную или близкую к ней форму. К числу же факторов, обуславливающих изменчивость параметров внешних и внутренних свойств ЖМК, относятся: характер ядер конкреций; минеральный состав рудного вещества, слагающего обособленные микрослои; фациально-генетические условия локализации конкреционных обособлений. Определенные комбинации перечисленных факторов обуславливают в целом закономерный характер изменчивости внешних признаков фациальных типов ЖМК, в ряду которых выделяются две крайние («А» и «С») и большая группа промежуточных («В») разновидностей [80].

Характерными общими внешними признаками разновидности ЖМК «А» (фиг. 1Г) являются: небольшие размеры (0,5–5 см в поперечнике), близкая к сфероидальной или эллипсоидальной форма единичных обособлений, а также элементов, служащих составными частями сростковых разновидностей, однородный гладкий тип поверхности. Внутреннее строение одноядерных и сростковых многоядерных ЖМК данной разновидности соответственно моно- и поликонцентрически-слоистое. Ядро (или ядра) занимает от 5 до 15% объема и обычно сложено нерудным материалом.

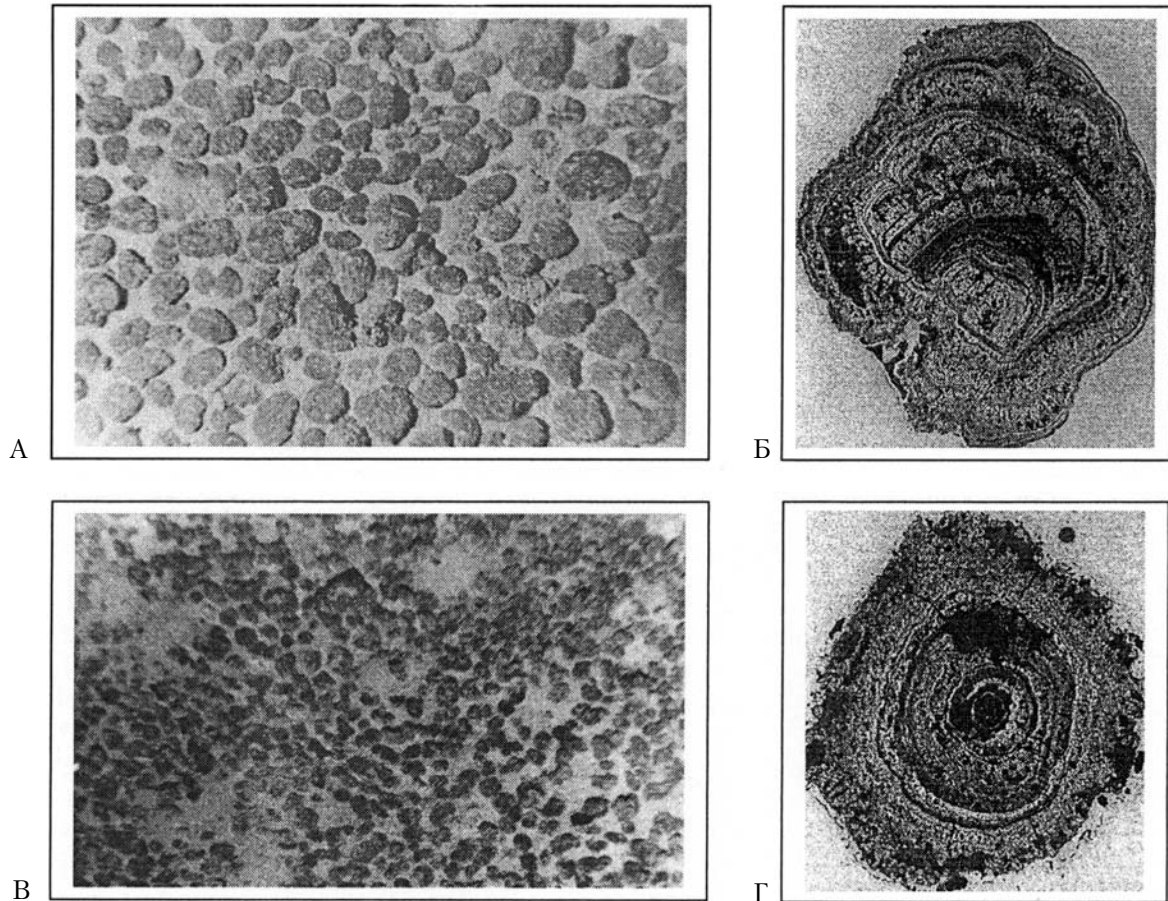


Разновидность ЖМК «С» (рис. 1Б) представлена морфологическими типами, к общим чертам которых относятся: преобладание фракций 5–10 см; асимметричное строение поверхности: верхняя, выступающая над осадками, — гладкая, нижняя, погруженная в осадок, — зернистая, шероховатая; наличие характерного «экваториального пояса» — кольцеобразного рудного утолщения, развивающегося вдоль границы верхней и нижней поверхностей ЖМК. Наиболее распространенными формами ЖМК разновидности «С» являются дисковидные, эллипсоидальные и полигональные. Внутреннее строение их также концентрически-слоистое, однако ядра здесь или оруденелые, или представлены фрагментами более древних ЖМК (фиг. 1Б).

В региональном размещении разновидностей ЖМК «А» и «С» проявлены признаки пространственной упорядоченности. Разновидность «А» преобладает у северной границы рудного поля, особенно в пределах его восточного фланга, «С» — вдоль осевой области поля и южнее. Кроме этого, ЖМК разновидности «А» устойчиво тяготеют к участкам дна, батиметрически располагающимся вблизи, или несколько ниже уровня КГК.

Как уже упоминалось основными элементами внутреннего строения железомарганцевых конкреций являются концентрические рудные микрослои. К главным признакам, позволяющим отделять один слой от другого относятся тип внутренней текстуры конкретного микрослоя, а также наличие прослоев нерудного вещества, эрозионных, или деструктивных границ.

В настоящее время известны более десяти типов текстур микрослоев ЖМК, наиболее распространенными среди которых являются столбчатая, компактная, слоистая, массивная и дендритовая (пятнистая). Соремом и Фьюксом [453] показано, что массивные и дендритовые (пятнистые) текстуры характерны для слоев, сложенных кристаллическими фазами рудных минералов, а слоистая, столбчатая и компактная — рентгеноаморфной.



Фиг. 1. Типовые примеры залегания на поверхности дна (А, В) и строение поперечных разрезов (Б, Г) ЖМК разновидностей «С» (А, Б) и «А» (В, Г).

Столбчатая текстура представляет собой сочетание расположенных перпендикулярно внешней и внутренней границам микрослоев столбцов рудного материала диаметром 0,05–0,2 мм. Столбцы имеют концентрически-расслоенное строение, обусловленное чередованием тон-



чайших (микронных) дугообразных, выпуклых в направлении внешних границ микрослоев и ЖМК в целом, слоек рудного материала. Распределение этих слоев в индивидуальных столбцах однотипное. Пространство между соседними столбцами, в срезе имеющее вид очень тонких (0,005–0,01 мм), нормальных и слоистости трещин, заполнено нерудным, преимущественно глинистым, материалом.

Компактная текстура отражает, прежде всего, однородный характер рудного материала, слагающего относительно выдержанные протяженные микрослои. Внутреннее строение таких микрослоев в некоторой степени сходно с внутренним строением индивидуальных столбцов вышеописанного типа текстуры, однако, дугообразные элементы тончайшей слоистости в данном случае сочленяются друг с другом по простиранию, образуя в разрезе более или менее отчетливо выраженные волнистые линии микронаслоений.

Слоистая текстура определяет тончайшее чередование слоев рудного вещества, имеющих параллельные и искривленные (вследствие развития наслоений колломорфной структуры) границы. Составными элементами этого типа текстуры часто являются подчиненные прослои нерудного (глинистого) материала, включения обломков органического происхождения, вулканического стекла и т.п.

Массивная текстура отвечает скоплениям однородного рудного материала, имеющего, в отличие от материала текстурно компактных микрослоев, микрокристаллическую структуру. Под микроскопом названные типы текстур (компактная и массивная) отличаются по отражательной способности (микрослои компактной текстуры имеют более высокую отражательную способность), а также по характеру анизотропии: в скрещенных николях рудный материал массивной текстуры анизотропен, компактной — изотропен).

Дендритовая (пятнистая) текстура проявлена в форме объемно-дендритового типа: удлиненные в радиальном по отношению к ядру конкреций направлении, слегка расширяющиеся кверху, иногда ветвящиеся, округлые в поперечном сечении дендриты роста образуют своеобразную матрицу микрослоя. Диаметр дендритов составляет 0,05–0,15 мм, их высота соразмерна с мощностью конкретных микрослоев. Междендритовое пространство, занимающее в общем объеме микрослоя до 15%, иногда и более, выполнено нерудным (глинистым) материалом. В дендритоформных слоях с высоким содержанием глинистой составляющей происходит трансформация текстуры в пятнистую с характерной хаотичной и прерывистой слоистостью. Внутреннее строение собственно дендритов определяется чередованием серповидных слоев мелкокристаллического рудного материала, иногда содержащего тончайшие фестончатые выделения монтмориллонита. В редких случаях дендриты полностью сложены рудным веществом массивной текстуры.

В классификационной схеме Р. Сорема и Р. Фостера [453] в строении ЖМК выделяются зоны, представляющие собой группы микрослоев сходного облика, прежде всего — текстуры, принадлежащие определенным частям разреза конкреций.

Введение такого понятия было вызвано стремлением охарактеризовать некоторые общие черты внутреннего строения ЖМК, особенно пространственно разобщенных. Например, общей чертой строения подавляющего числа конкреций зоны Кларин-Клиппертон является наличие тонкослоистой внешней оболочки — зоны, имеющей мощность до 1,5 см (фиг. 1Б, 1Г). В целом зоны хорошо выдержаны и прослеживаются в виде концентрических слоев на всей площади поперечного сечения ЖМК. Для элементов же внутренней микрослоистости зон такая ситуация не всегда характерна. Мощность таких элементов чрезвычайно разнообразна (от микронной до 2,5 мм). Обычно микрослои слагаются текстурно однородным материалом, однако, отмечены случаи «фациальной» изменчивости рудных агрегатов по простиранию, проявляющейся, например, в трансформации дендритовой структуры в массивную.

Как правило, «фациальная» изменчивость микрослоев проявляется на фоне изменчивости их мощности, хотя вариации мощности нередко наблюдаются и в текстурно однородных микрослоях. Практически всегда в ЖМК обнаруживаются выклинивающиеся микрослои. Другой тип прерывания микрослоистости обязан существованию в ЖМК (особенно разновидности «С») деструктивных границ, формирующихся в результате раскалывания конкреций на определенной стадии их развития (фиг. 1Б).

### Химический и минеральный состав ЖМК

Одной из наиболее примечательных особенностей железомарганцевых конкреций является комбинированный характер их минерального и химического состава. Причина этого обстоятельства заключается в том, что каждый из текстурно однородных рудных микрослоев ЖМК слога-ется одной из двух минерально и химически разнотипных разновидностей рудного вещества, условно названных Р. Соремом и Р. Фьюксом *кристаллической* и *аморфной* фазами [164]. В структуре конкреций чередование микрослоев, сложенных различными фазами рудного вещества, носит ритмичный характер.

Микрослой *кристаллической* фазы рудного вещества имеют светло-серый цвет, коэффициент отражения от 20 до 25% и отличаются оптической анизотропией рудного агрегата. Текстуры этого агрегата преимущественно объемно-дендритовые, пятнистые и массивные. В его минеральном составе преобладают 10- $\text{\AA}$  гидроксиды марганца (асболан, бузерит, тодорокит и бернессит), наиболее раскристаллизованные различия которых представлены смешанными и мономинеральными агрегатами микрокристаллов, имеющих, чаще всего, пластинчатую и призматическую формы.

Размеры пластинчатых микрокристаллов и длинных осей призматических примерно одинаковые: 4–5 микрон, или менее. Их размеры в поперечнике составляют, соответственно, не более 0,2 и 2 микрон. Структура пластинчатых агрегатов определяется сочетанием радиально, или беспорядочно сросшихся индивидуумов, иногда имеющих отчетливо различимый гексагональный габитус [466]. В структуре агрегатов призматических кристаллов никакой упорядоченности не отмечается.

Для микрослоев, представленных аморфной фазой рудного вещества, характерен серый, темно-серый цвет, коэффициент отражения от 16 до 19%, изотропный характер оптических свойств. Текстуры рудного агрегата столбчатые, компактные, реже – тонкослоистые фестончатые. В минеральном составе преобладают вернадит и феррооксигит. Наиболее распространенными формами аморфных рудных обособлений являются хлопьевидная и шарообразная (глобулярная). Тончайшие хлопьевидные обособления объединены в непрерывные микрослои. Шаровидные обособления, размеры которых в поперечнике нередко составляют всего 0,5–2 микрона, встречаются в виде рассеянных и сросшихся агрегатов. В последнем случае агрегаты приобретают гроздьевидную форму и образуют как непрерывные микрослои, так и локальные скопления на поверхности ЖМК, или нерудного субстрата.

Химический состав кристаллической и аморфной фаз рудного вещества ЖМК резко различен. Как видно из таблицы 1, составленной на основе результатов специальных исследований, выполненных совместно ГНЦ «Южморгеология» и ВИМС [339], кристаллическая фаза в сравнении с аморфной, с одной стороны, существенно обогащена марганцем (в 1,6 раза), никелем (в 3,6 раза) и медью (в 3,6 раза), а с другой – не менее существенно обеднена железом (в 6 раз) и кобальтом (в 3,5 раза).

Соотношения кристаллической и аморфной фаз в конкрециях зоны Клариян-Клиппертон подвержены значительным колебаниям. В региональном масштабе изменчивость этого параметра носит пространственно упорядоченный характер, проявленный в форме широтной зональности, отражающей устойчивое возрастание доли кристаллической и убывание доли аморфной составляющих рудного вещества ЖМК в направлении с севера на юг. Соответственно, это обстоятельство служит причиной возникновения и широтной геохимической зональности в распределении основных рудных компонентов.

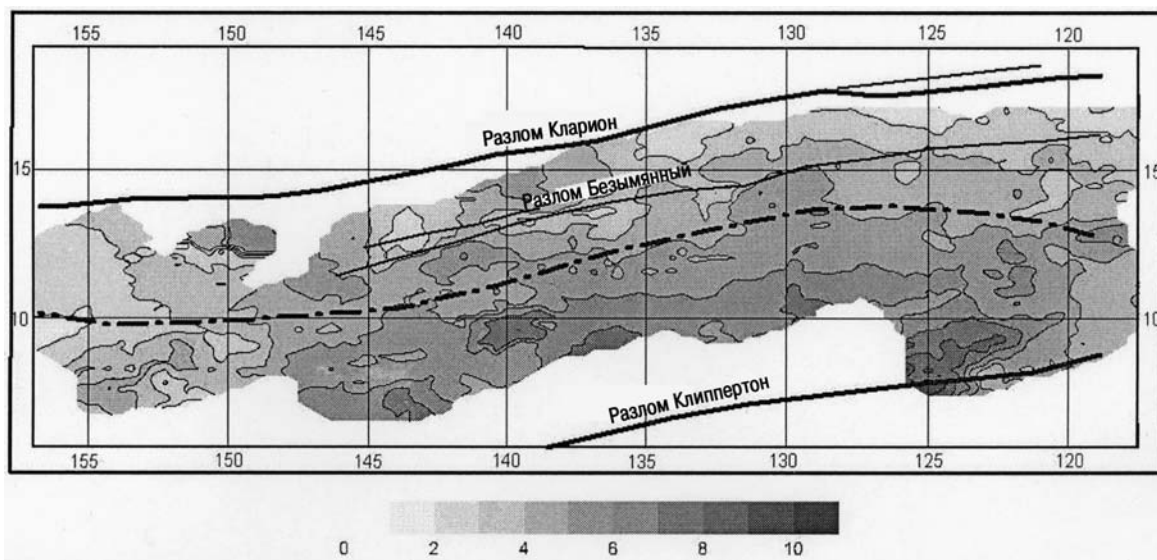
Таблица 1.

#### Средние содержания рудных компонентов в составе ЖМК зоны Клариян – Клиппертон

Компонент	Содержания рудных компонентов (%)		
	в валовом составе (10326)	в кристаллич. фазе (49)	в аморфной фазе (47)*
Mn	26,04	39,27	24,48
Fe	6,57	1,75	10,06
Ni	1,20	1,64	0,45
Cu	1,01	1,37	0,38
Co	0,21	0,08	0,28

\* в скобках – объем выборки элементопределений.

Наиболее ярко указанная зональность иллюстрируется на примере такого геохимического параметра как марганцевый модуль (Mn/Fe) конкреций, распределение величин которого приведено на рис. 2. Как видно, вдоль северной периферии рудного поля преобладающая часть значений марганцевого модуля относится к интервалу от 1 до 4. В наиболее высокопродуктивной осевой области конкреционной полосы величины этого показателя возрастают до 5–6. Еще далее к югу тенденция к его росту сохраняется, что обуславливает появление в крайне южной части поля (у 125° з.д.) максимальных значений Mn/Fe, достигающих 10.



**Рис. 2. Схема значений марганцевого модуля (Mn/Fe) ЖМК зоны Клариион-Клиппертон.**  
Жирная штрих-пунктирная линия — осевая область конкреционной полосы.

Что касается рудных компонентов, то тенденции распределения содержаний Mn, Ni и Си в высокой степени приближения повторяют тенденции распределения марганцевого модуля (возрастают с севера на юг), а Fe и Со — прямо противоположны им (возрастают с юга на север). Самостоятельных минеральных форм никеля, меди и кобальта в составе кристаллической фазы ЖМК не обнаруживается, хотя концентрация этих элементов достигает заметных величин (в сумме до 3% и более). Предполагается, что эти элементы включаются в состав фазы сорбционным путем, в более редких случаях присутствуют в виде изоморфных примесей в минералах марганца. В аморфной фазе, в случаях когда она особенно обогащена кобальтом (0,5–0,6%), установлена [339] самостоятельная минеральная форма этого металла — гетерогенит (CoOОН).

В составе нерудной части железо-марганцевых конкреций, доля которой колеблется в пределах 15–30% массы, наиболее часто отмечаются филлипсит и монтмориллонит. Неоднократно фиксировалось, что в виде примесей присутствуют хлорит, кварц, аморфный кремнезем, полевые шпаты, мелкие обломки пород и остатки микроорганизмов, а также другой материал, включаемый в ЖМК в процессе их роста.

Присутствуют еще две составляющие конкреций, представленные самородными металлами и их соединениями, а также сульфидами железа и меди. Из самородных металлов обнаружены железо, медь, цинк, алюминий и соединение меди с цинком. Форма самородных выделений разнообразна: от пластинчатой до проволоковидной. Размеры выделений таковы, что иногда можно наблюдать их в раздробленной массе ЖМК под биноклем. Сульфиды и самородные металлы также присутствуют как незначительная примесь.

Таким образом, очевидно, что валовый состав ЖМК зависит от соотношения кристаллической и аморфной фаз рудного вещества, минерального состава кристаллической фазы, баланса марганцевой и железистой составляющих аморфной фазы, количества нерудных и иных примесей.

### Структура месторождений ЖМК зоны Клариион-Клиппертон

С общегеологической точки зрения конкреционное поле Клариион-Клиппертон представляет собой одно гигантское месторождение. Однако, с учетом сложившейся международной прак-

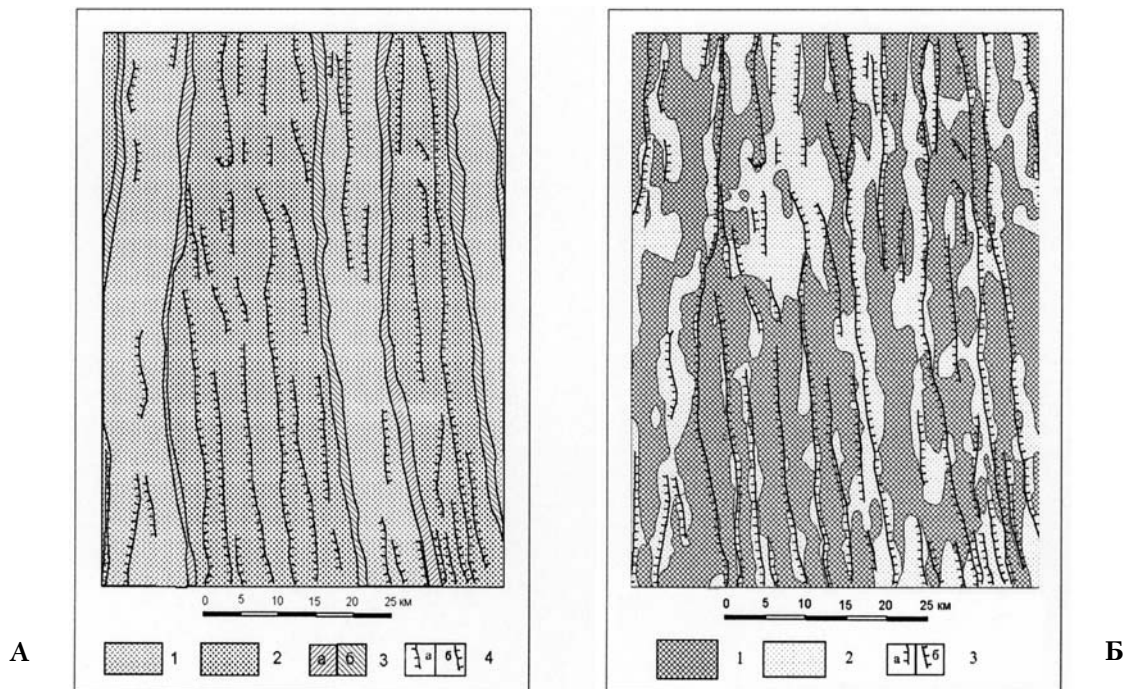
тики подготовки к промышленной разработке этого вида минерального сырья, осуществляемого под эгидой Международного органа по морскому дну ООН (МОД ООН), в качестве месторождений ЖМК рассматриваются конкреционные скопления, запасы руд и металлов которые удовлетворяют требованиям рентабельной эксплуатации в течение 20 лет при годовой производительности добычного предприятия ~ 4,5 млн. тонн руды во влажной массе.

В настоящее время можно говорить о наличии в пределах рудного поля 10 таких месторождений, 6 из которых расположены на участках дна, лицензии на которые от МОД ООН получены Россией, Францией, Японией, совместной организацией «Интерокеанметалл», Китаем и Республикой Корея, а 4 – в пределах площадей, на которые претендуют международные консорциумы KCON, OMA, OMI и OMCO.

В результате исследований установлено, что их структура принципиально однотипна и представляет собой систему имеющих естественные границы удлиненных рудных залежей, ориентированных субпараллельно друг другу. Морфология, размеры и пространственная позиция границ залежей строго подчинены локальным геоморфологическим элементам поверхности дна и характеру донно-поверхностных осадочных отложений.

Главными геолого-геоморфологическими условиями локализации рудных залежей являются субгоризонтальный (с уклонами до  $6^\circ$ ) близгоризонтальный характер поверхности соответствующих участков дна и развитие в верхней части их осадочного чехла плиоцен-плейстоценовых кремнисто-глинистых отложений. Такие участки фиксируются в пределах большинства геоморфологических элементов дна, в первую очередь – днищевых частей депрессий, вершинных поверхностей платоподобных возвышенностей и террасовидных ступеней.

Все перечисленные геоморфологические структуры относятся к линейному типу с преобладающе субмеридиональной ориентировкой линейности (рис. 3, А), что обусловлено соответствующим линейно-блоковым типом локальной структуры коренного ложа провинции Кларин-Клиппертон (см. выше). В этой связи, подавляющая часть характеризующихся упомянутыми условиями участков дна, а также пространственно ассоциирующихся с ними рудных залежей, имеют удлиненную (лентовидную, полосовидную) форму (рис. 3, Б).



**Рис. 3. А – Геоморфологическая схема типового фрагмента месторождения ЖМК.** 1–3 основные элементы геоморфологической структуры дна: 1 – днищевые поверхности депрессий, 2 – вершинные поверхности возвышенностей, 3 – склоны западного (а) и восточного (б) падений; 4 – осложняющие элементы геоморфологической структуры дна типа крутых склонов и уступов западного (а) и восточного (б) падений.

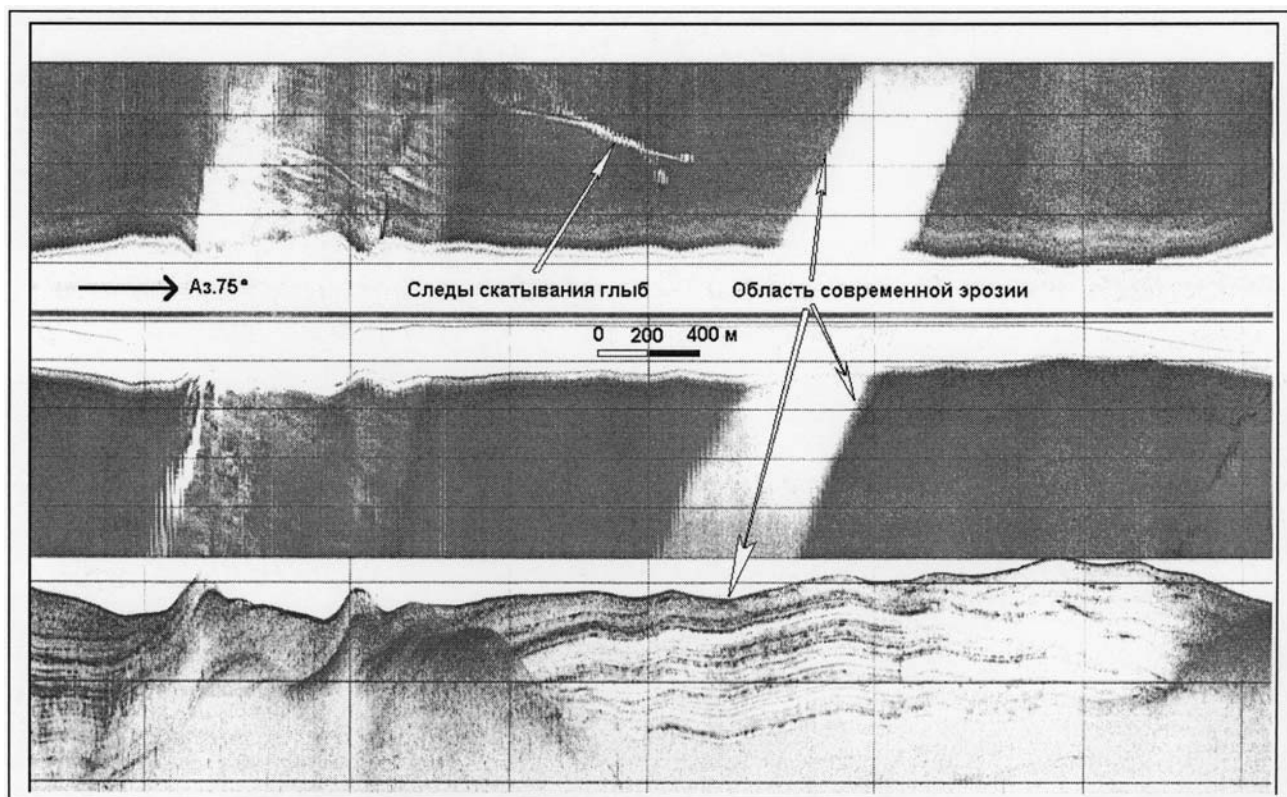
**Б – Схема распределения рудных тел в пределах типового фрагмента месторождения ЖМК.** 1 – рудные тела, 2 – безрудные зоны, 3 – крутые склоны и уступы западного (а) и восточного (б) падений.

Ширина таких рудных залежей колеблется от первых сотен метров до первых километров. Их протяженность составляет десятки, нередко 100 и более, километров. Границы рудных залежей, как правило, резкие, контрастные вследствие приуроченности их к бровкам либо основаниям крутых склонов и уступов, посредством которых сочленяются упоминавшиеся элементы геоморфологической структуры дна. Собственно склоны, в тех случаях, когда их крутизна превышает  $10^\circ$  и сложены они относительно более древними олигоцен-миоценовыми, преимущественно пелитоморфными карбонатными осадками, или базальтами фундамента, в структуре рассматриваемых месторождений представляют собой безрудные зоны, разделяющие соседние рудные залежи. Соотношение суммарных площадей рудных залежей и безрудных зон в среднем составляет 7:3.

Внутреннее строение индивидуальных рудных залежей отличается относительно высоким уровнем однородности. При этом, однако, средние значения весовых концентраций ЖМК ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ) в пределах отдельных залежей могут различаться в 2–3 раза. Наибольшей распространенностью пользуются лентовидные рудные залежи со средними весовыми концентрациями ЖМК  $10\text{--}20 \text{ кг}/\text{м}^2$ , протяженность которых составляет 40–80 км, а ширина — 1–5 км. Ресурсы конкреционных руд таких залежей составляют порядка 0,8–3,5 млн тонн. Ресурсы же наиболее крупных залежей могут достигать на порядок более высоких величин.

Поскольку все залежи локализованы на поверхности дна, вполне понятно, что они открыты для воздействия имеющих место в придонной среде явлений динамической природы. К числу наиболее заметных из этих явлений относятся эрозионная деятельность придонных течений, а также гравитационное оползание и обрушение рыхлых осадков, уплотненных и литифицированных пород на склонах.

В контексте проблемы формирования структуры месторождений ЖМК, роль перечисленных явлений состоит в том, что они обуславливают осложнение внутреннего строения рудных залежей и горно-геологических условий их локализации. В частности, на участках дна, подвергшихся даже незначительному размыву, ЖМК практически исчезают, что приводит к появлению в структуре рудных залежей безрудных окон. Такие окна легко обнаруживаются по результатам гидролокационной съемки дна, так как в их пределах, в отличие от площадей, занятых конкрециями, резко падает энергия отраженного сигнала и, в этой связи, на сонограммах они выглядят контрастно осветленными (рис. 4).



**Рис. 4. Следы эрозии и транзита донно-поверхностных отложений.**

Сонограмма и профилограмма профиля 1690022D в районе  $13^\circ 32'$  с.ш.,  $130^\circ 45'$  з.д.

Преобладающая часть «окон» ассоциируется с размывами руслового типа, проявленными в форме неглубоких (от первых десятков сантиметров до первых метров) линейных врезов с пологими (до  $5^\circ$ ) бортами. Ширина таких врезов колеблется от первых десятков до первых сотен (рис. 5) метров. Как правило, их протяженность напрямую связана с шириной и составляет от первых сотен метров до нескольких километров. При этом, однако, отдельные врезы могут комбинироваться в линейные цепочки общей протяженностью в десятки километров.

подавляющая часть современных эрозионных врезов пространственно тяготеет к осевым частям линейных депрессионных элементов поверхности дна и имеют ту же (субмеридиональную) ориентировку. Частота их встречаемости на современном уровне изученности дна точной оценке не поддается. Ориентировочно, они занимают порядка 3–10% площади рудных залежей.

Что касается явлений гравитационного оползания и обрушения, то продукты их реализации обнаруживаются как при интерпретации сонограмм (рис. 5), так и в результате фототелевизионных съемок дна (рис. 5). Как видно на рис. 6, транзит оползающего материала может составлять сотни метров. Собственно материал представлен глыбами уплотненных глин, размеры которых в наибольшем сечении могут достигать десятков сантиметров, возможно, и первых метров.



**Рис. 5. Глыбы уплотненных глин у основания крутого склона.**

Глубоководная фотография (станция № 1708:  $13^\circ 18.48'$  с.ш.,  $133^\circ 09.67'$  з.д., глубина 4888 м)

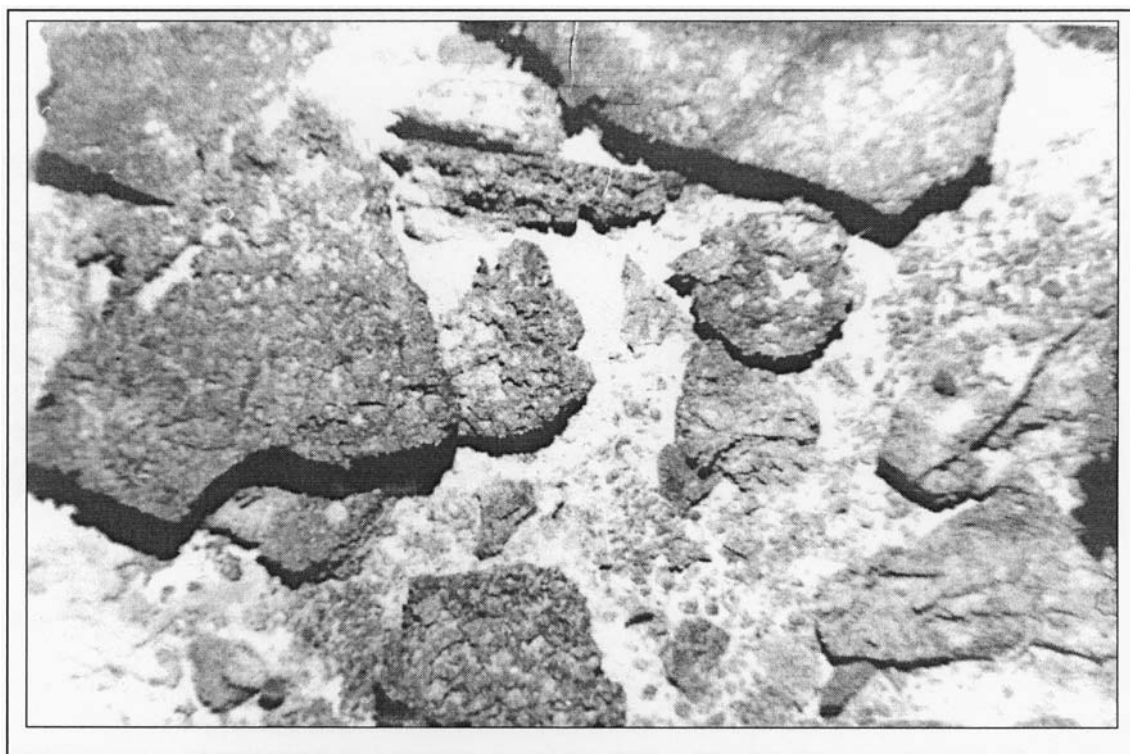
Необходимо отметить, что в условиях склонов не только осадки вовлекаются в различного рода литодинамические процессы. Подвержены им и породы коренного ложа рассматриваемого региона. Дело в том, что многочисленные обнажения базальтовых лав, слагающих коренное ложе, являются одной из характерных особенностей геолого-геоморфологической структуры зоны Кларион-Клиппертон, причем, подавляющая часть этих обнажений пространственно ассоциируется именно со склонами.

Типичная форма обнажений в плане — полосовидная, удлинённая в направлении простирания склонов. Как правило, обнажения имеют вид ступенчатых уступов общей высотой 5–30 метров, иногда — до 50 метров. Участки дна, прилегающие к основаниям таких уступов, как раз и служат ареной для размещения продуктов разрушения монолитного материала базальтовых лав, возникающих в результате их подводного выветривания.

Упомянутые продукты представлены разнообразными по форме и размерам обломками базальтов, отколовшимися от родительских массивов и сместившимися под действием сил гравитации к их основанию. По сути, скопления этих обломков являются глубоководными аналогами элювиально-делювиальных отложений суши. Внешне они представлены глыбово-щебневыми



осыпями (рис. 6), залегающими на поверхности современных осадков и концентрирующимися в полосе шириной в первые десятки метров, прилегающей к основанию базальтовых обнажений.



**Рис. 6. Глыбово-щебневая осыпь у основания обнажения базальтов коренного ложа.**

Глубоководная фотография (станция №2294А: 14°05.7'с.ш., 132°24.3'з.д., глубина 5200 м)

Одной из уникальных особенностей локальной структуры месторождений ЖМК зоны Клариион-Клиппертон является наличие в ней структурных элементов, происхождение которых связывается с проявлениями эндогенных процессов. К числу их относятся весьма редкие примеры молодой, вплоть до современной вулканической и гидротермальной активности, большая часть из которых пространственно ассоциируется с зоной разлома Безымянного.

В частности, на вершине, склонах и поверхности осадков у основания подводной горы Ши-мада высотой 3900 м, расположенной на трассе разлома у 117°30' з.д., с помощью прямоточных трубок, а также глубоководной фото- и телесъемки зафиксированы многочисленные маломощные лавовые потоки почти неизмененных стекловатых базальтов, по данным определения абсолютного возраста позднечетвертичные, или голоценовые [378]. Морфологически сходные лавовые потоки, ассоциирующиеся хотя и с менее внушительными, но также, по-видимому, магматически активными подводными горами и холмами, тяготеющими к зоне разлома Безымянного, неоднократно фиксировались в процессе детальных исследований зоны Клариион-Клиппертон, осуществлявшихся ГНЦ «Южморгеология» [337].

Один из таких потоков, на молодость которого указывает тот факт, что он не только залегают на поверхности осадочного чехла, но даже перекрывает ЖМК, иллюстрируется донной фотографией на рис. 7. Фотография получена в районе подводного холма, расположенного вблизи трассы разлома Безымянного у 135° з.д.

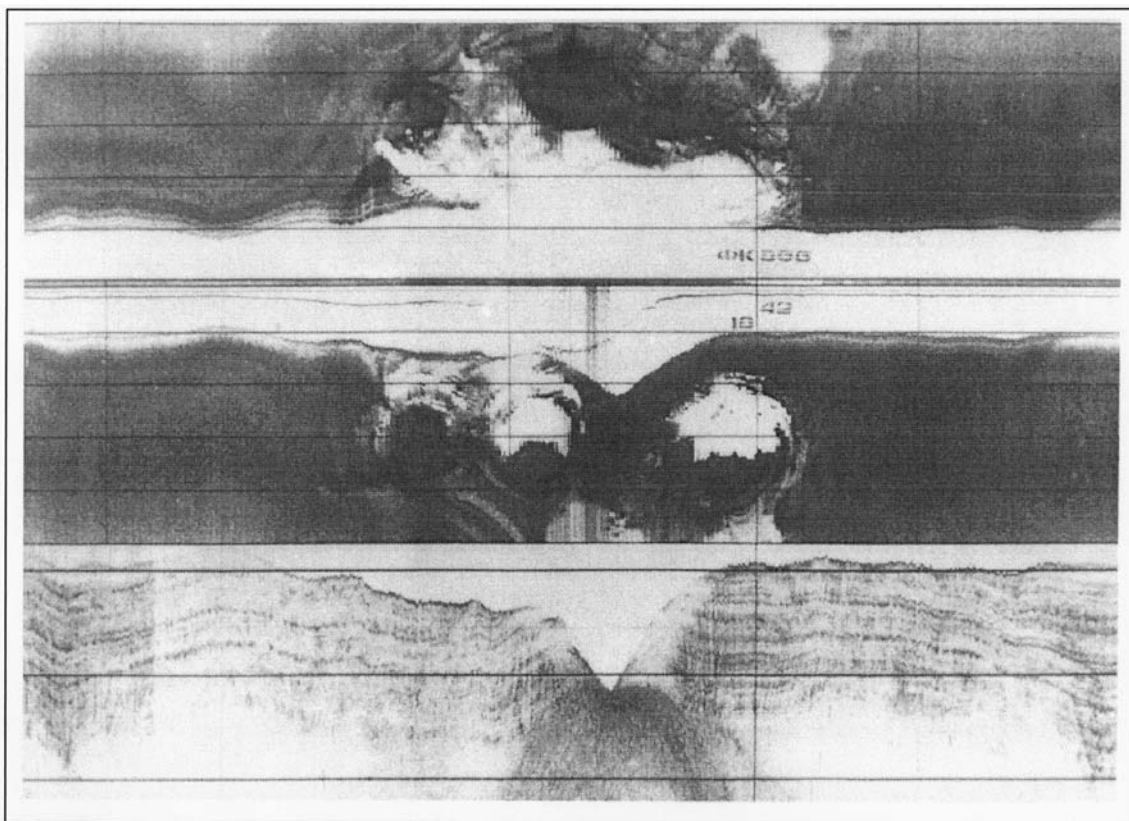
В связи с изложенным не вызывает удивления, что в структуре месторождений ЖМК обнаруживаются элементы, обязанные своим происхождением гидротермальной и, возможно, флюидогенной активности. Продукты гидротермальной деятельности представлены на поверхности дна гидротермально-осадочными рудными (металлоносные илы) и нерудными (кремнь) отложениями, а также гидротермально-метасоматическими густо вкрапленными до массивных сульфидами, развитыми предположительно по силлам базальтов в осадочной толще. Общей чертой всех площадей, где обнаружены перечисленные образования, является отсутствие в их пределах ЖМК.



**Рис. 7. Современный лавовый поток на поверхности осадочного покрова.**

Глубоководная фотография (станция № 1563А: 13°50.Гс.ш., 134°57.6'з.д., глубина 4600 м)

Наконец, не исключено, что один, в определенной степени загадочный, тип локальных элементов структуры месторождений ЖМК обязан своим происхождением проявлениям флюидогенной активности. Морфологически этот тип представлен близкими к изометричным воронкообразными углублениями, нарушающими строение осадочного чехла и проникающими в него вплоть до основания (рис. 8). Размер поперечников таких «воронок» колеблется от первых десятков до первых сотен метров. В случаях, когда их днище не достигает поверхности коренного ложа, на акустических разрезах всегда фиксируются расположенные под ними аномалии, в том числе и



**Рис. 8. Воронкообразные элементы в локальной структуре месторождений ЖМК.**

такие, которые могут быть связаны с внедрениями магматического материала и обусловленного ими флюидогенного преобразования (вплоть до растворения) вмещающих осадков (рис. 90).

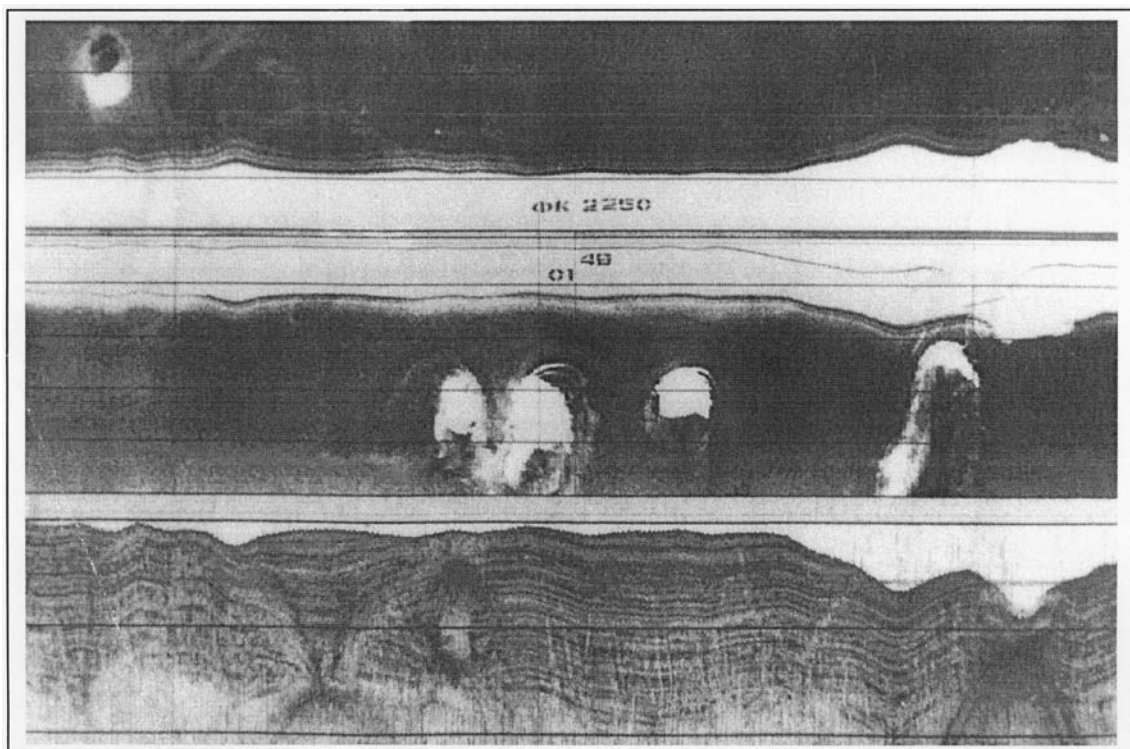


Рис. 9. Флюидогенные (?) аномалии в разрезе осадочного чехла на участках развития воронкообразных структур.

### 8.3. Дискуссия об условиях образования железомарганцевых корок и конкреций океана

Авторы настоящей монографии придерживаются достаточно различных взглядов на условия формирования ЖМ оруденения в современном океане, поэтому было решено в специальном разделе предоставить им право высказать свои представления, а дело читателей самим решать для себя, какая из представленных точек зрения представляется наиболее обоснованной.

#### 8.3.1. Представления о формировании корок и конкреций подводных гор океана М.Е. Мельникова

При обсуждении генезиса корок и конкреций необходимо рассмотреть три основных вопроса:

- источник вещества для формирования;
- механизм транспортировки вещества к поверхности осаждения (роста);
- механизм осаждения вещества.

#### Источники металлов

Источники металлов в океане дискуссионны. Называются: поступление вещества с континента в виде речного стока, эолового и айсбергового разноса, материала абразии берегов; поступление продуктов вулканической и гидротермальной деятельности; материала космогенного происхождения; материала, освобождающегося при раннем диагенезе осадков, при гальмиролизе, наконец, материала, поступающего путем энергомассопереноса флюидными потоками Земли [13]. Приводимые С.И. Андреевым [13] данные показывают, что наиболее серьезным источником мог

бы являться сток рек, если бы исследованиями последних десятилетий не было установлено, что до 90% поступающего вещества осаждается маргинальными фильтрами, то есть остается в районе впадения рек в океан [190, 191]. Металлы, попадающие в океан с материалом айсбергового разнота и абразии, ограничены в распространении и, главное, остаются в связанном состоянии.

В то же время, железомарганцевые образования океана являются устойчивыми ассоциациями марганца, железа, меди, никеля, кобальта, что соответствует ассоциациям базальтоидного профиля [257]. С базальтоидными комплексами связаны месторождения этих металлов различного генезиса. Это дает основание считать, что собственно в океан эти металлы различными путями переходят из базальтов океанского дна. Каков же источник металлов в пределах океана — одна из наиболее обсуждаемых тем при рассмотрении океанического железомарганцевого оруденения.

Наиболее популярна гипотеза *водородной* поставки. Под ней понимают поступление металлов непосредственно из морской воды путем осаждения в связанном или растворенном состоянии и отложение в виде железомарганцевых гидроксидных образований на геохимическом барьере вода–дно [35, 47, 51, 109, 163, 284, 400, 427, 444].

Особое значение в этой гипотезе придается наличию в водной толще на глубинах около 800 м межрегионального горизонता кислородного минимума, связанного с активным распадом органического вещества, обуславливающего существование восстановительных условий [424]. В этом слое восстановленные формы марганца, кобальта и других металлов, являющиеся растворимыми, имеют тенденцию к локальному концентрированию. Ниже зоны кислородного минимума, при резкой смене условий на окислительные, происходит ускоренное осаждение гидроксидов этих металлов за счет окисления и перехода в нерастворимую форму [284].

Одним из вариантов этой гипотезы является транспортировка металлов сквозь водную толщу отмирающими планктонными организмами, содержащими эти компоненты, в первую очередь, кокколитофоридами и фораминиферами. Отмечается, что концентрирование металлов на различных глубинах обусловлено различными уровнями растворения карбонатов [444]. Это явление рассматривают как основное или сопутствующее транспортировке металлов. В целом, в этой системе взглядов вертикальной гидрохимической зональности океанских вод придается большое значение. С ее помощью объясняются особенности протекания океанского железомарганцевого рудогенеза в зависимости от глубин [8, 9, 162].

У этой гипотезы существуют слабые стороны. Достаточно давно высказывались сомнения в принципиальной возможности водородного источника обеспечить поставку необходимого количества рудных компонентов [290]. Кинетика реакций осаждения марганца и железа не обеспечивает даже таких скоростей рудообразования как 1 мм/млн. лет. Механизм, связанный с зоной кислородного минимума, в любом случае не приводит к поступлению дополнительного количества марганца и других элементов. Подвергается сомнению и влияние содержания растворенного кислорода на окислительно-восстановительные условия морской воды и степень окисленности марганца. Измерения, проведенные М.Ф. Стацукон [264] в районе гайота Ламонт показали, что минимальные концентрации кислорода отмечаются от глубин 1200–1800 до 3200–3800 м, однако, это никак не сказывается на степени окисленности марганца, как в воде, так и верхнем миллиметре железомарганцевых образований на поверхности гайота. Исследования топографических вихрей Тэйлора-Хогга над гайотами показывают, что высокоокислительные условия, созданные ими, сохраняются не только непосредственно над поверхностью гайотов, но и в столбе воды над ними, вплоть до малых глубин [217].

В ряде районов океана — зоне Кларион-Клиппертон, Центральной котловине и других — очевидна второстепенность водородного источника, при преобладании поступления компонентов из осадочной толщи. В то же время, среднее количество руды на единицу площади в этих районах даже ниже, чем в районах подводных гор. Есть и другие проблемы, связанные с водородной гипотезой. Прежде всего, это неравномерное распределение железомарганцевых корок и конкреций. Конкреции межгорных впадин, в принципиально сходных условиях могут создавать фоновые плотности 2–5 кг/м<sup>2</sup>, а могут и 15–20 кг/м<sup>2</sup>. На гайотах, находящихся в сходных условиях, могут отмечаться совершенно разные параметры коркового оруденения [210].

С целью оценить возможность *водородного* источника сформировать железомарганцевые корки и конкреции подводных гор предпринята попытка расчета баланса вещества в корках, при-

веденная в табл. 1. Подробный комментарий к расчетам приведен в работах [2103, 339]. Из таблицы видно, что водородное поступление металлов не может быть основным источником формирования железомарганцевых гидроксидных отложений подводных гор. Хотя, очевидно, вносит определенный вклад, особенно для ряда второстепенных металлов, в частности, меди.

Таблица 1.

**Баланс основных рудных компонентов при формировании кобальтоносных марганцевых корок**

Характеристики компонентов				
Mn	Fe	Co	Ni	Cu
Средние содержания в корках поднятия Маркус-Уэйк, %				
20	16	0,5	0,4	0,12
Количество металлов в корках мощностью 10 см, плотностью 1,9 г/см <sup>3</sup> , на площади 1 м <sup>2</sup> , кг				
38	30,4	0,95	0,76	0,23
Поток металлов на морское дно на глубинах от 3,5 до 5 км по Brewer e.a., 1980, мкг/см <sup>2</sup> /год				
0,6455–0,8312	5,57–34,5	0,0154–0,0973	0,1565–0,2331	–
То же по Spencer e.a., 1978, г/см <sup>2</sup> /1000 лет				
2,3×10 <sup>-3</sup>	0,06×10 <sup>-3</sup>	0,0008×10 <sup>-3</sup>	0,0004×10 <sup>-3</sup>	0,009×10 <sup>-3</sup>
Количество металлов, поступающих на 1 м <sup>2</sup> за 1 млн лет, кг				
0,6–8	3–56 (345)	0,008–0,15	0,004–0,075	0,09–2,0
Средние содержания металлов в плиоцен-четвертичных глинах поднятия Маркус-Уэйк, %				
0,7	6,0	0,01–0,015	0,01–0,015	0,015–0,025
Количество металлов в плиоцен-четвертичных глинах плотностью 1,6 г/см <sup>3</sup> , мощностью 10 м на площади 1 м <sup>2</sup> , кг				
112	960	1,6–2,4	1,6–2,4	2,4–4,0
Количество металлов в плиоцен-четвертичном слое корок (слой III, мощность 2–3 см) на площади 1 м <sup>2</sup> , кг				
10	8	0,25	0,2	0,06
Количество металлов, поступающих за этот же период по данным седиментационных ловушек, кг				
3–40	15–280 (1725)	0,04–0,75	0,02–0,38	0,45–10,0
Доля металлов, содержащихся в донных образованиях, обеспечиваемая водородной поставкой, %				
<b>3–35</b>	<b>2–29</b>	<b>2–10</b>	<b>1–12</b>	<b>11–83</b>
Содержания металлов в базальтоидах поднятия Маркус-Уэйк, %				
0,15–0,20	3–8,5	0,005–0,01	0,0135–0,0345	0,004–0,012-
При средней плотности базальтоидов 2,5–2,75 г/см <sup>3</sup> , необходимое количество металла содержится в объеме породы, м <sup>3</sup>				
7–10	0,13–0,4	3,45–7,6	0,8–2,25	0,1–2,3
При возрасте базальтоидов в 140 млн. лет продолжительность выветривания 1 мм породы для обеспечения поставки необходимого объема металла должна составить не более..., тыс. лет				
14–20	350–1076	18,4–40,6	62–175	61–1400-
То же, для обеспечения содержания металлов в осадках				
1,5–2,0	35,0–108,0	1,9–4,1	6,2–17,5	6,1–140
Содержания металлов в известняках поднятия Маркус-Уэйк, %				
0,5–1	0,7–4,0	0,007–0,02	0,007–0,05	0,004–0,02
При средней плотности известняков 2–2,5 г/см <sup>3</sup> , необходимое количество металла содержится в объеме породы, м <sup>3</sup>				
1,5–3,8	0,3–2,2	1,9–6,8	0,6–5,4	0,5–2,9
При возрасте известняков не моложе 40 млн лет продолжительность выветривания 1 мм породы для обеспечения поставки необходимого объема металла должна составить не более..., тыс. лет				
11–27	18–133	6–21	7–67	14–80

Из других источников, если не отвлекаться на различные экзотические гипотезы, наиболее вероятными являются два — гидротермальный и гальмиролитический.

Под **гидротермальным** в данном случае следует понимать поставку материала так или иначе связанную с процессами, сопровождающими магматическую активность. В первую очередь, эксгаляции и эманации, поставляющие наиболее глубокий материал. Кроме того, это разогрев морской воды, циркулирующей по образовавшимся трещинам и выносящей рудные компоненты с меньших глубин [295]. Наконец, это и перекристаллизация вещества в приповерхностной части дна, связанная с разогревом, при которой происходит образование новых минералов и может освобождаться часть рудной составляющей.

Наличие материала в корках и конкрециях из этого источника больших сомнений не вызывает. Во-первых, в некоторых регионах известен ряд относительно продолжительных периодов вулкано-тектонических активизаций в течение формирования разреза корок [23], которые определяют существование условий протекания гидротермального процесса и, во-вторых, разработаны вещественные критерии для выявления материала, поступившего из гидротерм, которые можно применить при анализе имеющихся материалов.

Периоды активизаций в кайнозой описаны в различных работах [80, 199, 207, 399]. И.А. Басов [26] связывает многочисленные стратиграфические перерывы в северо-западной части Тихого океана в течение мела и кайнозоя с тектоническими активизациями. По его мнению, последние, опосредованно через последовательность геологических событий, вызывают усиление циркуляции океанических вод, а это, в свою очередь, приводит к размыву осадочных толщ. С другой стороны, эти же события могут вызывать повышение агрессивности вод и растворение ими осадков и пород.

Основными признаками поступления материала из гидротерм считается его резкое обогащение марганцем или железом при резком снижении концентрации малых компонентов, в первую очередь никеля и кобальта [24, 80]. Этот признак основан на представлениях о фракционировании марганца и железа в гидротермальном процессе [168, 422] и об ином источнике поступления кобальта и никеля [80]. В корках гидротермального происхождения, встречающихся на коренных породах в непосредственной близости от зон спрединга, марганцевистые фазы сложены преимущественно тодорокитом, а железистые — гетитом [68, 80, 299, 300].

Все это, однако, касается вещества, отложившегося непосредственно из гидротермального плюма. В то же время известно, что значительная доля выходящих на поверхность дна глубоководных термальных вод смешивается с морской водой, и отложение выносимых рудных компонентов происходит через фазу переноса придонными морскими водами [68, 69]. При этом и химизм, и минералогия отлагающегося вещества будет иной. Среди минералов марганца, наряду с железистым вернадитом, широко представлены слоистые марганцевые минералы — асболан, асболанбузериты и другие [68, 69]. Для идентификации гидротермального вещества, в качестве признаков химического состава, используются элементы, инертные в этом процессе (в первую очередь титан и алюминий), а также элементы, которыми однозначно богаты источники [80, 241]. Согласно И.М. Варенцову [68], используя концентрации редких земель, можно определить долю гидротермального источника в общем объеме вещества.

По мнению И.М. Варенцова с соавторами [68], в железомарганцевых корках и конкрециях гидротермальной природы концентрации алюминия не превышают 0,3%, а титана — 0,1%, в то время как в гидrogenных содержания титана — 0,32–0,48%. Кроме того, можно использовать показатели  $(Fe+Mn)/Ti$  [269] и  $Al/(Al+Fe+Mn)$  [358].

Минеральный состав железомарганцевых корок преимущественно феррооксигит — вернадитовый, что принято интерпретировать как признак гидrogenного происхождения. В действительности, такой состав свидетельствует, главным образом, о низкой степени окристаллизованности вещества. В то же время, в осредненных пробах иногда отмечают асболан-бузерит (частота встречаемости до 7%), 5А-минерал (3%), тодорокит (3%), гетит (до 18%). Тодорокит может являться основным минералом гидротермальных образований, хотя встречается и в других обстановках. При послойном исследовании корок установлено, что названные марганцевые минералы чаще отмечаются в нижней части разреза — слое I-1 и реликтовом слое.

Весьма вероятно, что наибольший вклад материала из гидротермального источника имел место на ранних стадиях формирования корок — в конце позднего мела — палеоцене. В составе



реликтового слоя наиболее существенна его доля, причем как с непосредственным отложением из гидротермального плюма (тодорокит, гетит), так и с фазой переноса в морской воде (асболан). Позже, в слое I-1, доля этого вещества существенно уменьшилась, но ее еще можно уловить. В верхних частях разреза корок доля материала гидротерм исчезающе мала, но в определенных районах и в определенные моменты, периоды вулканотектонических активизаций, она могла возрастать.

Распределение значений  $(Fe+Mn)/Ti$  в рядовых пробах представлено модой в области значений от 12–20 до 24–34 (рис. 1) и мелкими пиками, затынутыми в область больших значений. Согласно С. Рою [241], именно их существование определяется привносом материала гидротерм. Суммарная частота встречаемости проб, отличающихся от значений, создающих основную моду в большую сторону, по отдельным гайотам изменяется от 4 до 10%. На гайоте Южном было проанализировано расположение проб с максимальными значениями рассматриваемого модуля. Во всех случаях корки с таким составом были локализованы в осевых зонах линейных магнитных аномалий, предположительно отождествляемых с рельефообразующими разломами.

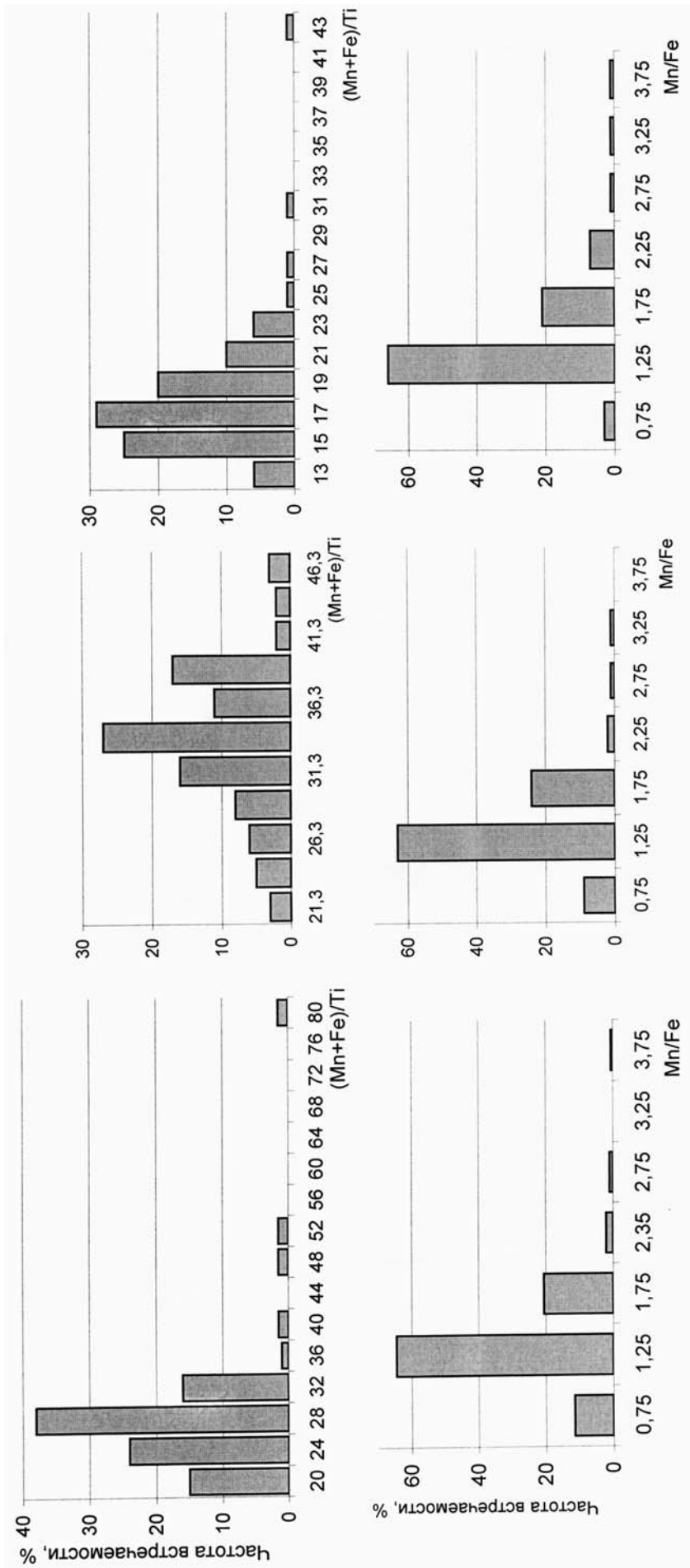
При рассмотрении распределения значений  $(Fe+Mn)/Ti$  при послойных исследованиях для корок Магеллановых гор отмечается последовательное снижение значений от реликтового слоя к наиболее молодым неогеновому и плиоцен-четвертичному слоям (таб. 2). На поднятии Маркус-Уэйк за пределами основной моды находится около 6% значений (рис. 2). В корках Магеллановых гор выделяются два интервала значений, превышающих расположенных в основной моде, суммарная частота этих интервалов составляет до 15%.

Таблица 2.

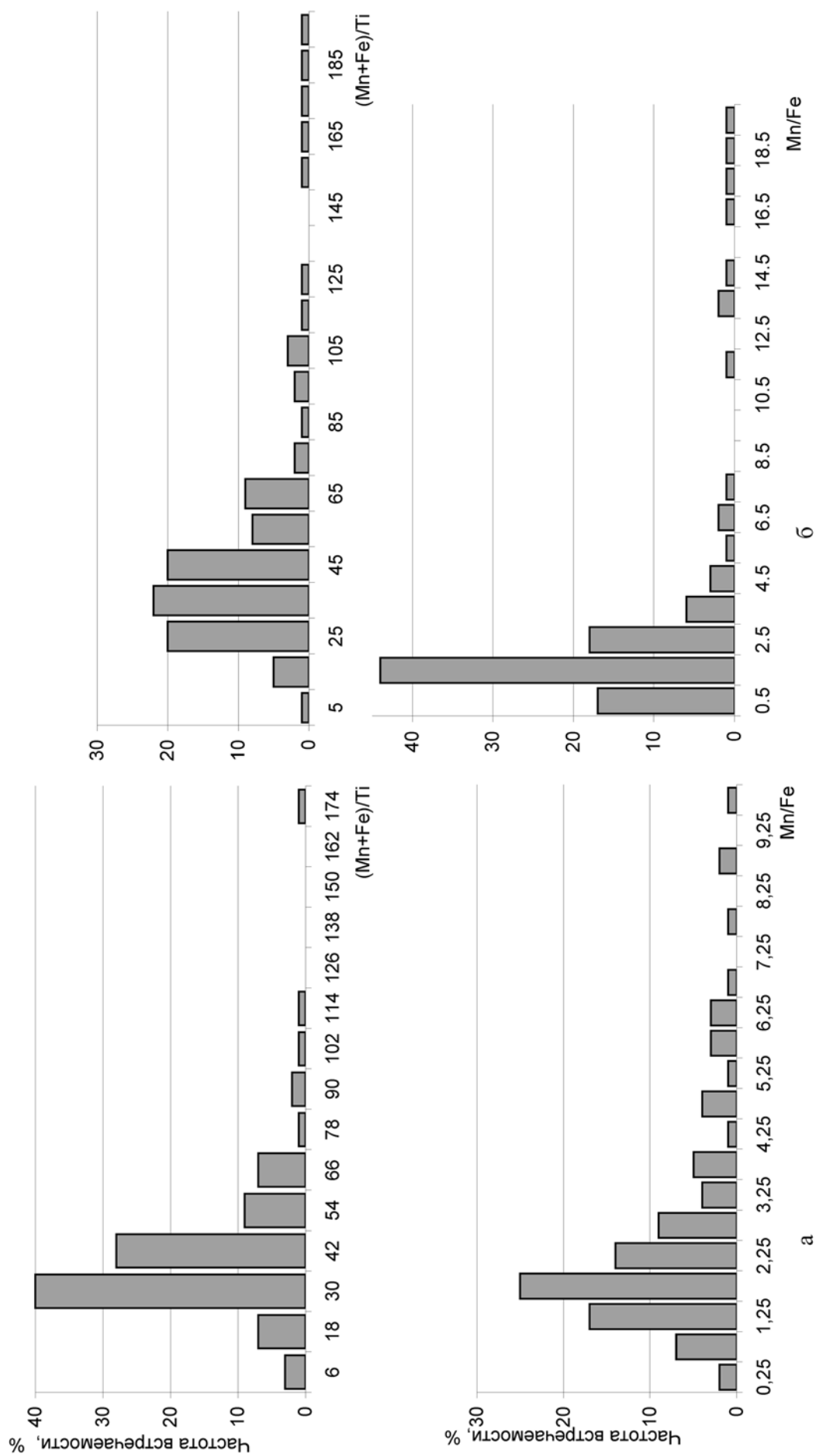
**Распределение средних значений геохимических показателей по слоям железомарганцевых корок**

Слой	Показатели					
	Mn/Fe		$(Mn+Fe)/Ti$		Al/(Al+Fe+Mn)	
	Среднее	Выборка	Среднее	Выборка	Среднее	Выборка
Поднятие Маркус-Уэйк						
I-1	2,43	23	44,4	23	0,0379	23
II	2,45	52	43,4	52	0,0182	52
III	2,99	29	35,0	29	0,0095	29
Магеллановы горы						
R	8,07	35	99,2	27	0,050	33
I-1	6,71	33	67,3	27	0,021	33
I-2	2,50	11	66,7	11	0,004	11
II	1,27	30	31,0	30	0,028	30
III	1,41	22	43,6	22	0,016	22

Распределение значений  $Al/(Al+Fe+Mn)$  не столь показательно, вероятно, этот модуль более действенен в регионах более кислых магматических образований. Зато представляется возможным использовать для выделения материала гидротерм марганцевый модуль. Распределение его значений для рядовых проб моноомодально и весьма сходно по различным гайотам (рис. 1). Основная часть значений заключена в узком интервале от 1,0 до 2,0, максимальные же значения не превышают 4,0. При рассмотрении распределения значений по слоям (рис. 2), после 4,0–4,5 отмечается ряд малоамплитудных мод. Моды от 5,0 до 6,5, вероятно, коррелируют со значениями марганцевого модуля для конкреций абиссальных котловин. То есть, эти значения могут объясняться привносом марганца из близлежащих осадков. Частота встречаемости таких проб от 4 до 8%. Пики же в интервале от 7,5 до 10,5 и даже до 19,5 на Магеллановых горах, как раз и могут быть отнесены на счет фракционирования вещества в гидротермальном процессе. Доля таких значений также составляет 4–8%.



**Рис. 1.** Распределение геохимических показателей в рядовых пробах корок поднятия Маркус-Уэйк.  
 а — на поднятии в целом,  
 б — на гайоте Багиса,  
 в — на гайоте Южном.



**Рис. 2.** Распределение значений геохимических показателей в веществе корок по данным микрозондирования

а — в образцах с поднятия Маркус-Уэйк,

б — в образцах с Магелановых гор.

Остается *гальмиролитический* источник поставки металлов. В протекании самого процесса — гальмиролиза — на океанском дне сомнений нет. Это процесс подводного выветривания горных пород, в существенной степени связанный с окислением их составляющих [159]. Однако, не ясно, какова роль этого процесса, сколь весом его вклад в перераспределении компонентов на океанском дне.

Ряд исследователей [183, 295], основными вторичными минералами, образующимися в результате гальмиролиза базальтов, считает Fe-сметтит, палагонит, филлипсит и гидроксиды марганца и железа, то есть именно ту минеральную ассоциацию, которая играет главную роль на контакте корок и подстилающих их субстратов. При гальмиролизе известковых пород главными вторичными минералами являются гидроксиды марганца и железа [241, 245]. Пород, в которых не была бы проявлена эта вторичная минерализация, в регионе просто не встречено. В самых свежих породах трещины обязательно инкрустированы гидроксидами марганца и железа, а известняки импрегнированы дендритами этого состава на глубину до 5–15 см от поверхности.

Важную информацию дает рассмотрение поведения отдельных компонентов. Е.С. Базилевская и С.Г. Сколтнев [25], исследуя корки разлома Романш в Атлантическом океане, приходят к выводу, что их обогащенность никелем сформирована «... не за счет поставки ... современным вулканизмом или гидротермальной деятельности, ... а за счет гальмиролиза коренных пород». Это связывается с обогащенностью никелем базальтов зоны Романш и корок, залегающих только на них. Сходная ситуация проявлена, по нашим данным, на гайоте Федорова. Никелем обогащены корки восточной постройки, поверхность которой формируют преимущественно базальты. На западной постройке, где субстратом служат преимущественно известняки, концентрации никеля понижены.

Еще более важен факт обогащения корок поднятия Маркус-Уэйк и гор Мид-Пацифик платиной. Железомарганцевые образования, развитые в пределах этих структур, в 2,5–5 раз богаче платиной корок и конкреций других подводных возвышенностей, например, Магеллановых гор, Маршалловых островов, Императорского хребта. И.Н. Говоров связывает это с тем, что единая структура, представленная поднятием Маркус-Неккер, сложена особым комплексом автономных анкармитов и трахибазальтов, которые в отличие от других базальтоидов океана, обогащены платиноидами.

В этой работе приведено распределение широкого спектра компонентов по разрезу корок гайота Федорова (стр. 378, таб.; стр. 379, таб. 10). Некоторые компоненты — V, Mo, Te, Bi, многие редкоземельные элементы преимущественно концентрируются в нижнем, приконтактовом слое корок. Концентрации Се в этом слое I-1 почти вдвое большие, чем в вышележащих слоях. Наиболее логичным представляется обогащение нижних слоев этими элементами за счет субстрата.

По мнению И.М. Варенцова с соавторами [69], содержание титана в гидрогенных корках не превышает 0,32–0,48%, в гидротермальных — 0,1%, более же высокие концентрации (у авторов от 0,6 до 1,1%) должны быть отнесены на счет обогащения титаном из субстрата. То же касается концентраций алюминия превышающих 2,43% и, вероятно, кремния — свыше 1%. В корках поднятия Маркус-Уэйк концентрации титана в целом изменяются от 1,05 до 1,24%, алюминия от 1,21 до 3,36%, кремния — от 5 до 8% [110], то есть имеются основания полагать, что имеют место весомые признаки поставки материала гальмиролитическим источником. Если же рассматривать распределение концентраций этих элементов по слоям, то лишь ситуация в слое R позволяет рассматривать его материал как гидрогенно-гидротермальный. Однако это может быть результатом разубоживания фосфатным компонентом.

Попытка оценить возможность поставки достаточного для формирования корок количества металлов за счет гальмиролиза коренных пород также приведена в табл. 1. Важным показателем в этом расчете является скорость протекания гальмиролиза. Для обеспечения необходимого объема металлов для формирования корок 1 мм базальтов должен выветриваться за период от 1,5 до 4,1 тыс. лет, а известняков от 0,6 до 1,1 тыс. лет.

Сомневаясь в достаточности выведенной скорости гальмиролиза коренных пород, можно обратиться к механизму, предложенному В.Б. Курносковым [195] и О.В. Чудаевым [183], полагающих, что подводное изменение базальтов в существенной степени (включая вынос металлических элементов) происходит только в гидротермальных «неокислительных» условиях, непосред-

ственно связанных с процессом спрединга, в частности в его центральных (осевых) частях. Речь, по сути дела, идет о резком ускорении процесса изменения базальтов при воздействии на них высокотемпературных вод, связанных с процессами рифтогенеза. Температура этих вод может изменяться в широких пределах. При низкотемпературном режиме вещественным признаком служит добавление к указанному набору вторичных минералов гальмиролиза хлоритов и полевых шпатов. Они также широко развиты в рассматриваемом районе, причем среди фельдшпатоидов явно присутствуют сингенетичные.

Представляется, что в период вулканотектонических активизаций, поступающая с высокотемпературными ювенильными водами, а также передающаяся за счет теплообмена с излившимися породами, тепловая энергия способствует резкому увеличению скорости протекания гальмиролитических процессов. Соответственно, увеличивается скорость поступления рудообразующих компонентов. Такой подход может объяснить многостадийность формирования корок. Становятся понятны структуры второго и третьего слоев корок, явно свидетельствующие о быстром отложении вещества. Ясна и природа перерывов в отложении корок — в период активизаций происходят не только процессы, способствующие рудообразованию, но и деструкция ранее образованных корок, что приводит к выпадению из разреза материала, соответствующего промежуткам в несколько миллионов лет.

Таким образом, основным источником металлов для формирования железомарганцевых образований подводных гор, вероятно, является гальмиролиз коренных пород, протекающий как в нормальном режиме, так и в ускоренном в период вулканотектонических активизаций. Источником железа и никеля являются преимущественно базальты, марганца — известняки и карбонатсодержащие породы. Известняки являются своеобразным промежуточным коллектором компонентов. В них металлы поступают как из уже рассмотренных источников, так и при разрушении ранее существовавших корок и конкреций. Происходит первичное концентрирование компонентов. Кобальт может поступать из обоих типов пород. Источником меди, судя по расчетам, может быть как гальмиролиз горных пород, так и осаждающийся карбонатный планктон.

### Способ образования

Пути непосредственной транспортировки рудного материала к поверхности осаждения исследованы наименее полно. Нередко способ поставки вещества увязывается с механизмом осаждения или, напротив, с источником материала. Важно, что почти все исследователи сходятся в том, что осаждение происходит из придонного слоя воды. То есть, какой бы источник не рассматривался, первоначально вещество в растворенном или взвешенном виде поступает в придонный слой воды и в нем уже транспортируется к поверхности осаждения.

Конкреции абиссальных котловин, в отличие от марганцевых образований подводных гор, формируются не из придонного слоя воды, а из активного слоя осадков, в котором эти конкреции залегают [204, 453]. Этот активный слой представлен первыми верхними сантиметрами осадочной толщи, находящимися в гелеобразном состоянии и по сути являющиеся геохимическим барьером на разделе *вода–осадок* [22]. Иногда у конкреций межгорных впадин подводных поднятий отмечается небольшой экваториальный пояс, что говорит о том, что и здесь поступление металлов из активного слоя имеет место. Однако, в первом приближении, в рассматриваемых регионах им можно пренебречь.

Транспортировка металлов к поверхности осаждения раковинами и скелетами отмирающих планктонных организмов обычно увязывается с гидрогенным источником рудного материала [444]. Поступление материала к поверхности и осаждение в виде тончайших чешуек связывают с поступлением материала за счет ремобилизации вещества при раннем диагенезе осадка [325, 434]. Предполагается, что ионы  $Mn^{2+}$  мигрируют к поверхности *вода–осадок* с поровыми водами. Попадая в окислительную обстановку, они переходят в нерастворимую форму  $Mn^{4+}$  и выпадают в осадок в виде чешуек, в которых  $FeO(OH)$  сростается с  $\delta-MnO_2$ . Называются даже их размеры —  $280 \times 35 \text{ \AA}$  [434].

Наиболее широко распространены представления о сорбционном отложении рудного вещества на поверхность корок или конкреций. Суть механизма проста — поверхности конкреций сорбируют из окружающей их придонной воды ионы металлов. Инициатором процесса могут являться гидроксиды железа, стимулирующие сорбцию иона  $Mn^{4+}$ . Отлагающиеся гидроксиды

марганца, с одной стороны, увеличивают скорость сорбции  $Mn^{4+}$  (автосорбция), с другой стороны — инициируют сорбционное осаждение ионов никеля и меди, к которым обладают высокой сорбционной емкостью, а гидроксиды железа сорбируют  $Co^{3+}$  [8, 21, 168, 278]. Попытка выделить на базальтовом субстрате корок Гавайского архипелага слой, целиком состоящий из гидроксидов железа или в значительной степени ими обогащенный, к успеху не привела [385]. По другим представлениям, инициатором и катализатором сорбции катионов марганца, никеля, меди, кобальта являются силикаты, эдафогенные и аутигенные [353, 453].

Как вариант сорбционного механизма, рассматривается осаждение путем ионно-обменных реакций, при котором катионы металлов занимают позиции катионов  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ , вытесняя последние в придонный слой воды. Предполагаемые высокие скорости обменных реакций связаны с большой удельной поверхностью, за счет высокой пористости, вещества корок и конкреций. И в этом варианте отмечается каталитическая роль силикатной составляющей [291, 292, 436, 453].

Оригинальный способ образования конкреций был предложен Ю.О. Пуниным с соавторами [233]. Ими рассмотрена гипотеза автоколебательного режима формирования этих объектов при реализации одновременно двух механизмов осаждения рудного вещества — путем адагуляции и гетерогенно-каталитического окисления ионов  $Mn^{2+}$ . То есть, тот же адсорбционный механизм в сочетании с автокаталитическим окислением чередуется с контактной коагуляцией золь гидроксидов железа и марганца. Сочетание этих двух нелинейных реакций на фронте осаждения с диффузионной поставкой вещества к нему создает принципиальную возможность автоколебаний. По мнению авторов, эти автоколебания происходят за счет пороговых концентраций форм рудного вещества в каждом из процессов: осаждение любой из форм на фронте роста приводит к истощению концентраций этих форм в диффузионном слое. Это запускает другой механизм осаждения, в течение которого происходит уменьшение концентраций осаждающихся форм и увеличение форм, участвовавших в предшествующем процессе.

Таким образом, объясняется существование характерных ритмов в конкрециях абиссальных котловин. Дендритовые структуры ритмов формируются при адсорбционно-каталитическом окислении рудного вещества, тонкослоистые фестончатые — за счет коагуляции золь. В корках и конкрециях подводных гор нет такой выраженной ритмичности или слоистости, обусловленной упорядоченным чередованием структур вещества, однако, возможность подобного механизма формирования рудных объектов нужно иметь в виду. Так, В.В. Авдонин и Н.Е. Сергеева полагают, что чередование тонких железомарганцевых и фосфатных слойков в столбчатых структурах нижних слоев корок также являются признаком действия автоколебательного механизма в процессе роста корок [1].

Особое внимание уделяется биогенному или хемобиогенному способу формирования железомарганцевых корок и конкреций. Эта гипотеза основывается на четырех основных группах фактов — подобии структур корок и конкреций биогенным, наличии ксеногенных (или аутигенных) восстановленных включений в матрице окисленного рудного материала, присутствии в корках и конкрециях специфических бактериальных структур и, наконец, установлении различных компонентов органического вещества в конкрециях [38]. Внешнее сходство структур железомарганцевых корок и конкреций с биогенными очевидно. Впервые эту мысль высказал К. Монти, заключив, что конкреции с плато Блэйк являются океаническими строматолитами [439]. Позже сходство структур с органическими подчеркивалось неоднократно, увязывая [462] или не увязывая [384] их именно со строматолитами.

Изучение протравленных образцов конкреций при помощи сканирующего электронного микроскопа, позволило установить, что слоистые, ламинационные структуры гидроксидов железа и марганца представляют собой строматолиты формы *Minima*, а столбчатые структуры — формы *Amirabilis*. Строматолитообразующими организмами соответственно являются *Miniactinomyces chinensis* и *Spiriosphaerospora pacifica* [353, 425].

Однако, необходимо отметить, что Э.Л. Школьник с соавторами отрицают схожесть столбчатых структур со строматолитами. Образование подобных структур они связывают с поступлением рудных компонентов с поровыми водами, обогащенными последними в результате гальмиролиза вулканитов [317]. Растворы поступают из субстрата на поверхность осаждения, просачиваясь через наиболее пористые, проницаемые зоны в породах, а затем и в уже отложившихся корках.



Первые сведения об обнаружении в конкрециях «ультрамикроскопических включений пирита, халькопирита и других сульфидов» впервые опубликованы Д. Мюллером [440]. Позже находки сульфидов описаны для конкреций многих районов Мирового океана [28, 170, 333]. Присутствие в железомарганцевом гидроксидном материале включений сульфидов или самородных металлов можно объяснить только наличием локальных восстановительных условий в общей массе окисленного материала. Наиболее правдоподобным объяснением возникновения таких условий является распад органического вещества. Причем, это может быть не только органическое вещество, захваченное при росте железомарганцевых образований, но и находившееся *in situ*. В пользу последнего предположения говорит равномерная рассеянность включений по разрезу, в том числе и в более древних слоях.

Биохимическое осаждение предполагает окисление ионов металлов, находящихся в придонном слое воды, микроорганизмами в процессе их жизнедеятельности, например, различными бактериями, такими как *Ferroxidans*, *Metallogenium* [184]. То есть локальное пересыщение, необходимое для осаждения вещества из раствора, происходит за счет биохимических процессов.

При помощи различных бактериальных культур были синтезированы рудообразующие минералы корок и конкреций. Т.Н. Григорьевой с соавторами [116] непосредственно в судовых условиях удалось синтезировать гидроксиды марганца, используя в качестве его источника родохрит, а биологического агента — бинарную культуру *Metallogenium* и микроорганизмы, выделенные из корок и конкреций гайота Ламонт. Среди синтезированных минералов идентифицированы асболан-бузерит, вернадит, бернессит, а также аморфные гидроксиды марганца, — иначе говоря, основные минералы, слагающие корки и конкреции. Примечательно, что в присутствии морской воды был синтезирован асболан-бузерит, а в ее отсутствии — бернессит, фактически дегидратированный бузерит I. Одновременно оба минерала получены не были.

А.И. Горшковым с соавторами [96, 97] описаны бернесситы бактериального происхождения в железомарганцевых корках гидротермальных полей бассейна Лау. Минералы железа океанических руд — протоферригидрит, гетит и нонтронит, по мнению авторов, практически повсеместно образованы путем окисления растворенных и коллоидных форм железа бактериями *Gallionella*, что выражено в бактериальноподобной форме выделений этих минералов [50, 96, 97, 355]. Тонкие сростания минералов марганца и железа, по Ф.В. Чухрову с соавторами [300], обусловлены их формированием путем окисления обоих металлов одними и теми же бактериями.

Поверхности ботриоидов конкреций, предварительно биологически законсервированных непосредственно после отбора, были повсеместно покрыты органическими пленками; на вершинах ботриоидов часто наблюдались бактерии и подобные *Metallogenium*, а также цианобактерии [362]. Часть микроорганизмов напоминает сине-зеленые водоросли. В отдельных слоях обнаружены дрожже-подобные ячейки. Большая часть микроорганизмов подобна коккам. Исследователями высказано предположение, что конкреции могут являться бактериальными строматолитами, а их тонкие слои последовательно продуцируются органическими пленками. Г.Н. Батуриным и В.Т. Дубинчуком выделены кокковидные, трубчатые и метельчатые микроструктуры рудного вещества, интерпретированные как кокки, морские дрожжи, споры, железобактерии, а также гифы (мицелий) актиномицет и другой морской микрофлоры [27].

Изложенные факты потребовали обнаружения собственно органического вещества. Определение  $S_{\text{орг}}$  непосредственно в рейсе по свежим пробам показали, что в конкрециях его содержится от 0,23 до 1,87% при среднем 0,81%. Это в 3–5 раз больше, чем в осадках. В конкрециях обнаружены белки и углеводы. Содержание общего водорода колеблется от 1,69 до 2,78% и составляет в среднем 2,22%. Соотношение водорода и углерода соответствует высокомолекулярным соединениям. Определялись и соотношения стабильных изотопов углерода. Для недекарбонатизированных образцов значения  $\delta^{13}\text{C}$  колеблются в пределах от  $-5,6$  до  $-2,59\text{‰}$ . Изотопный состав в основном соответствует биогенному углероду или несколько ближе к углероду вулканогенному ( $\delta^{13}\text{C} = 7\text{‰}$ ) и карбонатному ( $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ ). Часть образцов исследована после декарбонатизации. Значения колеблются от  $-22,1$  до  $26,2\text{‰}$ , что достаточно уверенно свидетельствует о биогенной природе углерода. Среди сорбированных газов обнаружены углекислый газ, азот и водород, отмечены метан и сероводород. Такой спектр характерен для процесса разложения белков [170, 198, 228].

А.Н. Беляевой и О.А. Александровой [40] был проведен анализ группового состава липидов и молекулярного состава алканов органического вещества конкреций Тихого и Индийского океана. Установлено, что основными компонентами липидов являются полярные соединения, углеводороды (как ароматические, так и насыщенные), свободные жирные кислоты и спирты. Обнаруженные вариации состава липидов и алканов позволили разделить все конкреции на три группы — две основных и одну переходную, в целом совпавшие с генотипами конкреций. Позже был исследован состав жирных кислот [10]. Они присутствовали почти во всех образцах конкреций и составляли от 3,8 до 29,5% хлороформенной части липидов и от 2,5 до 26,0% в спирто-бензольной фракции. Были выделены насыщенные жирные кислоты нормального строения, мононенасыщенные кислоты с различным положением двойной связи, полиненасыщенные кислоты и разветвленные изо- и антеизоокислоты. Состав жирных кислот — преобладание насыщенных и присутствие изо- и антеизоокислот — свидетельствует о присутствии микроорганизмов в конкрециях.

Таким образом, участие микроорганизмов в процессе формирования океанических железомарганцевых корок и конкреций очевидно. Не однозначно определена пока направленность процесса. Б. Барнет и К. Нельсон указывали, что бактерии, безусловно, присутствуют на поверхности конкреций, однако, равновероятно и то, что они продуцируют рудные слои, и то, что они за счет них питаются [362].

Часть из описанных вариантов способов образования корок и конкреций являются взаимоисключающими в единой пространственно-временной ячейке. В то же время, можно представить себе сочетание этих вариантов при разделении их во времени и/или пространстве. А некоторые способы осаждения вполне могут сочетаться. Например, автоколебательная модель Ю.О. Пунина с соавторами [233] детально объясняет именно изменения потоков вещества в диффузном слое, а локальное пересыщение может достигаться за счет биогенного окисления, например, различными строматолитообразующими формами, описанными китайскими исследователями [425].

### Скорость роста корок

Важным генетическим аспектом формирования корок является скорость их роста. Ему посвящены сотни работ, обобщенных в ряде монографий [28, 29, 168].

В большинстве статей приведены данные по определению скоростей методами абсолютной геохронологии. Датирования производились по изотопам радия, тория, урана, бериллия, свинца, другими методами. Вычисленные скорости роста железомарганцевых образований составляют первые миллиметры за миллион лет. Редко приводятся скорости выше на один или два порядка, причем такие цифры специально обосновываются стечением ряда обстоятельств [28, 29]. В то же время известна работа В.В. Чердынцева с соавторами [293], в которой на основании результатов, полученных уран-ториевым и уран-иониевым методами, скорости роста конкреций оценены в первые миллиметры за тысячу лет. Эта работа была немедленно подвергнута критике, на том основании, что авторами использована некорректная методика исследований [28, 29].

В то же время, сама возможность использования методов абсолютной геохронологии и получаемые медленные скорости роста не раз подвергались сомнениям [28, 29, 168], основанным на целом ряде доводов, наиболее важными из которых представляются два:

- 1 — расчеты производятся из предположения, что все изотопы, вместе с рудным материалом, поступают из океанской воды, что маловероятно.
- 2 — при выполняемых исследованиях конкреции и корки рассматриваются как замкнутые стабильные системы, что совершенно не соответствует действительности вследствие высокой пористости железомарганцевого материала и диагенетических преобразований, происходящих в нем.

Кроме того, полученные скорости нередко противоречат другим геологическим данным.

В последние годы появились работы, авторы которых полагают, что им удалось учесть указанные несоответствия. Г.С. Ануфриев и Б.С. Болтенков [16], анализируя отношения изотопов гелия и вычисленные значения потока  $^3\text{He}$ , приводят скорости роста конкреций равные первым миллиметрам в тысячу лет. Используя этот же метод и изотопы неона, было показано, что скорости роста варьируют, как на разных участках поверхности конкреции, так и на различных эта-

пах ее роста [16, 52]. В то же время, для вычисления потока и здесь был сделан ряд допущений, справедливость которых в настоящий момент не ясна.

Помимо методов абсолютной геохронологии, для установления скоростей роста применялись палеомагнитный и биостратиграфический методы; предпринимались попытки датировать эффузивные ядра по степени их палагонитизации, а представленные остеологическими остатками — по степени рацемизации аминокислот [28, 29]. Были попытки использовать геологические данные, например, возраст подстилающих или вмещающих осадков [39].

Палеомагнитный метод основан на выявлении в корках и конкрециях прямой и обратной остаточной намагниченности и определении мощности слоя, отложившегося между известными инверсиями геомагнитного поля. Метод применялся для железомарганцевых образований различных районов Тихого океана [188, 189, 368, 419]. Однако, и этот метод основан на ряде допущений, не соответствующих действительности, в частности, непрерывности процесса роста. Кроме того, он ограничен трудностью выделения стратиграфически выдержанных представительных слоев.

Биостратиграфический метод заключается в выявлении в слоях корок или конкреций комплекса видов, позволяющего определить геологический возраст слоя, а исходя из возраста, вычислить скорость роста слоев. Чем больше горизонтов различного возраста будет выделено в пределах слоя, тем точнее будет определение скорости роста. Чаще всего для решения этих задач использовались фораминиферы и кокколитофориды, реже дискоастеры, диатомеи, радиолярии. Этот метод применялся для корок и конкреций различных районов Тихого и Атлантического океана [171, 205, 230, 396, 397, 414-416]. Плохая сохранность планктонных организмов, чрезвычайная трудоемкость исследований и недостаточное число специалистов не позволили этому методу получить широкое распространение. В упомянутых работах чаще всего удается охарактеризовать лишь часть разреза. Наши работы, позволившие датировать полный разрез корок Магеллановых гор, по-своему уникальны [2, 12, 232].

Скорости роста железомарганцевых образований, определенные палеомагнитными, биостратиграфическими и другими методами, не связанными с методами радиоизотопии, также невелики — от первых миллиметров до первых десятков миллиметров за миллион лет [28, 29, 168]. Однако, занимаясь рассматриваемым вопросом, следует более строго подходить к используемым понятиям. Возраст рудных образований, а именно он, абсолютный или относительный, определяется различными методами, — параметр вполне самодостаточный и нет необходимости обязательно его увязывать со скоростями роста. Другое дело, что знание возраста позволяет нам оценивать скорости роста объектов. Следует отчетливо понимать, о какой скорости идет речь. М. Жанэн предложила различать среднюю скорость роста рудных слоев, которая получается делением мощности рудного слоя на определенный временной промежуток, и реальную скорость роста [414]. Понятно, что все приводившиеся скорости представляют собой именно среднюю скорость нарастания рудных слоев. В ней не учтены ни периоды неосаждения, ни периоды деструкции, которые весьма широко развиты [210]. Действительно, учитывая достаточно древний возраст основания разреза корок и относительно небольшую мощность слоев, значения скорости нарастания будут весьма низкими. Однако, этот параметр не имеет никакого отношения к скорости процесса осаждения рудного вещества или реальной скорости роста железомарганцевых образований.

Собственно скорость аккреции гидроксидов марганца Дж. Венд, анализируя соотношения рудных слоев и строения инкрустируемых ими фораминифер, оценил от 0,4 до 1 мм в год [462]. Это не кажется преувеличением, если вспомнить об океанических конкрециях, образованных на гвоздях, осколках артиллерийских снарядов [168] и даже на капроновых рыболовных сетях. Нам также не раз приходилось наблюдать раковины трубчатых фораминифер и червей, с одного конца покрытых гидроксидами марганца, в то время как второй имел вполне свежий, «обитаемый» вид [210]. То есть, непосредственная скорость нарастания гидроксидов марганца сопоставима с продолжительностью жизни простейших. Экспериментальные данные об их жизненном цикле и скорости покрытия ксенофиофорами твердых субстратов хорошо согласуются со скоростями, приводимыми Дж. Вендом [346].

Столбчатые структуры корок также свидетельствуют о быстром росте, а никак не о медленном. Понятия эти в данном случае относительные. Ю.О. Пунин с соавторами [233], рассматри-

вая дендритовые структуры абиссальных конкреций (аналог столбчатых для хорошо окристаллизованных гидроксидов марганца), говорит о том, что образование таких структур — однозначное свидетельство того, что скорость осаждения равна максимальной скорости диффузии. Иначе говоря, скорость акреции выше, чем скорость поступления рудного материала к поверхности отложения. Этот факт, хорошо известный для формирования монокристаллов, был подтвержден для агрегативного осаждения [379].

Таким образом, реальная скорость процесса формирования океанических железомарганцевых образований — велика, а средняя скорость накопления вещества — чрезвычайно мала. Общая медленная скорость образования руд, вероятно, соответствует медленному процессу освобождения металлов при гальмиролизе пород океанского дна. Высокие же реальные скорости процесса осаждения руд могут объясняться участием в процессе бактериальных микроорганизмов, что делает понятным сопоставимость скорости осаждения гидроксидов железа и марганца с продолжительностью жизни карбонатной микрофауны.

### Стадийность рудогенного процесса

Парадокс скоростей может быть объяснен многоэтапностью процесса накопления рудного вещества с существенными перерывами между этапами рудоотложения. Наличие таких перерывов доказано вполне надежно [205, 210, 232]. Можно выделить, по крайней мере, три продолжительных, в несколько миллионов лет, перерыва в процессе формирования корок (рис. 8.1.6) — на рубеже мела и палеоцена, на рубеже нижнего и среднего палеоцена и в олигоцене.

Существенную роль в предлагаемой концепции играют вулканотектонические активизации. С одной стороны, они приводят к деструкции уже существующих корок. Это может происходить непосредственно в периоды тектонической активности, либо, согласно И.А. Басову [26], опосредованно через изменение систем глубинных течений и химизма океанских вод, приводящих к размыву или растворению корок. Эти периоды отражены наблюдаемыми в слоях корок деструктивными и эрозионными изменениями. Деструкция приводит и к образованию ядер — центров осаждения, на которых начинается формирование конкреций.

Второй аспект воздействия активизаций на процесс роста корок, согласно нашим представлениям об источниках поступления рудного вещества, — это импульс для освобождения новой порции рудного материала. То есть, освобождающаяся тепловая энергия приводит к интенсификации процессов гальмиролиза коренных пород. В эти периоды диффузионный поток металлов к поверхностям роста увеличивается, что приводит к образованию структур быстрого роста. Эти структуры могут формироваться за счет биохимического окисления ионов металлов микроорганизмами, что позволяет уравновесить объемы поступающего материала быстрой скоростью осаждения.

Такой процесс, однако, не может продолжаться длительное время, он должен постепенно угасать, что отражается в уменьшении столбцов в структурах корок, а в конечном итоге в переходе к тонкослоистым структурам. Последние, вероятно, соответствуют периодам собственно гальмиролиза без внешних воздействий, который, очевидно, протекает достаточно медленно. Внешние неблагоприятные условия (например, действие течений, относящих растворенный рудный компонент) легко приводят к установлению условий неотложения. В период формирования корок за счет собственно гальмиролиза, прирост мощности слоя относительно невелик и эти зоны разрушаются в первую очередь при следующем вулканотектоническом событии. Рудный материал, освобождающийся при разрушении корок, вовлекается в рудогенный процесс на следующих этапах. Либо напрямую, либо через фазу первичного концентрирования в донных осадках.

В осадки поступает и большая часть рудных компонентов, освобождающихся при гальмиролизе. По существующим оценкам, распределение рудных компонентов между осадками и железомарганцевыми образованиями происходит в соотношении 10 : 1 [208, 210]. В результате при гальмиролизе осадков и осадочных пород освобождается необходимое количество марганца и кобальта. Железо и никель поступают преимущественно из базальтов.

Описанный этап формирования корок, начало которого приурочено к очередной вулканотектонической активизации, включает в себя:

- разрушение существующих слоев (полное или частичное) и создание поверхностей и центров осаждения для роста железомарганцевых образований,
- быстрое осаждение рудного компонента за счет ускорения гальмиролитических процессов под воздействием тепловой энергии, освобождающейся при вулканотектонических активностях,
- постепенное замедление роста и переход к медленному осаждению или неотложению.

Этапы формирования руд разделены значительными временными промежутками, в течение которых могут существенно изменяться физико-химические условия среды. То есть, эти этапы отвечают понятию генерации [115], а формирование корок является многогенерационным процессом. Изучение их разреза свидетельствует о существовании не менее шести генераций рудного вещества: позднемиоценовой, позднепалеоценовой, позднепалеоценовой — раннеэоценовой, среднепозднеэоценовой, миоценовой и плиоцен-четвертичной (стр. 374, рис. 6).

Близкие возраста слоев были определены для корок горы Шумана, в зоне сочленения структур Гавайского архипелага и гор Композиторов. Наружный слой, сходный по строению с нашим слоем III, датирован поздним миоценом — поздним плиоценом (внешние 2.5 мм опробованы не были). Слой, похожий на слой II, характеризуется среднемиоценовым возрастом. Тонкослоистые структуры, аналогичные структурам слоя I-1 (о фосфатизации в работе не упомянуто) имеют позднепалеоценовый — раннеэоценовый возраст [367]. Корреляция весьма сходная.

Плиоцен-четвертичная генерация выделялась и другими исследователями. В частности, такой возраст был определен М.-К. Жанэн в тонких корках с возвышенностей Мид-Пацифик и островов Лайн, с выделением раннеплиоценового и позднеплиоценового-голоценового диапазонов [416]. К этому же времени исследователи относят формирование внешней оболочки конкреций зоны Кларион-Клиппертон [415, 467, 468]. В глубже расположенных слоях конкреций М.-К. Жанэн и А. Персон описали наннопланктон среднемиоценового возраста, но датировать их центральные части не смогли [415]. Согласно исследованиям Сю Донгъю с соавторами, в центральных частях этих конкреций можно выделить два периода роста — от позднего эоцена до середины раннего миоцена и от начала среднего миоцена до конца позднего [467, 468].

По данным О.А. Алексеевой [11], определявшей комплексы радиолярий в конкрециях зоны Кларион-Клиппертон, возраст внешней оболочки — плиоцен-плейстоценовый. Во внутренних частях ею выделены миоценовый и смешанный комплексы. Последний, возможно, сформирован в эоцене. В работе С.Б. Кругликовой [171], наиболее древние части конкреций датируются эоценом — ранним олигоценом (50–30 млн лет) и поздним олигоценом — началом раннего миоцена (32–20 млн лет). По результатам работ В.В. Шилова, тонкий внешний слой оболочки этих конкреций действительно имеет плиоцен-плейстоценовый возраст, иногда плейстоцен-голоценовый; внутренняя же ее часть датируется поздним миоценом — плиоценом [209]. В рудных ядрах (фрагментах ранее разрушенных конкреций, служащих ныне существующим центрами осаждений), выделены среднемиоценовые, раннеэоценовые и олигоценовые (?) слои.

Очевидно, что внешняя оболочка конкреций формировалась одновременно с III слоем корок подводных поднятий. Второй период роста конкреций зоны Кларион — Клиппертон, выделяемый китайскими исследователями и соотносимый с работами В.В. Шилова, соответствует времени формирования основной части слоя II корок. Иначе говоря, в разных частях Тихого океана в неоген — четвертичное время процессы железомарганцевого рудогенеза протекали практически синхронно. Сложнее с более древними периодами формирования корок и конкреций. В корках достаточно уверенно прослеживаются эоценовые рудные генерации, а в конкрециях, напротив, отчетливо фиксируется олигоценовый этап рудогенеза, выделение которого в корках весьма проблематично. В этом, однако, нет ничего странного. Западная приэкваториальная часть Тихого океана является древнейшей его частью. В то время, когда фиксируется развитие реликтовых слоев, значительная часть зоны Кларион–Клиппертон еще просто не существовала. С другой стороны, крупнейшее вулканотектоническое событие в конце олигоцена, разрушившее не только рудные слои этого времени, но и осадочные толщи, проявлено именно в западной части океана. В восточной — отложения олигоцена в скважинах глубоководного бурения и донных образованиях известны, хотя и здесь в олигоцене фиксируется существенный размыв [171]. В то же

время начальные этапы роста слоя II и слой I-2 находят аналоги в наиболее древних частях конкреций.

При синхронности отложения руд в разных частях океана, их структурные и вещественные характеристики существенно отличаются, в частности, вещество рудных образований подводных гор заметно разнится от вещества конкреций абиссальных котловин. Очевидно, что главным фактором формирования этих отличий являются условия рудообразования. В пределах подводных гор зона геохимического барьера вода–дно является плоскостной, в то время как в абиссальных котловинах этот барьер имеет объем, представленный активным слоем осадка. Активный слой находится в гелеобразном состоянии, а такая среда создает наиболее благоприятные условия для кристаллизации вещества [115]. Этим объясняются структурные и частично вещественные отличия рудных образований. За другие вещественные отличия, в частности геохимическую специализацию, может быть ответственна специализация районов, в которых формируются руды.

Таким образом, развитие железомарганцевых образований происходит многогенерационно, и ряд генераций прослеживается на больших площадях Тихого океана, обладая определенными различиями в разных районах локализации.

### **История развития железомарганцевого оруденения в регионе**

Суммируя данные о геологическом развитии региона, о строении и составе корок и конкреций, в общих чертах можно восстановить историю развития железомарганцевого оруденения западной приэкваториальной части Тихого океана. Начало марганцевого гидроксидного рудогенеза сложно привязать к конкретному возрастному интервалу, но, скорее всего, оно имело место во второй половине позднего мела и совпало с началом существования горного сооружения в стадии подводной горы. В этот период прекращаются осадочные потоки как результат эрозии субэриальных частей острова-атолла, препятствующие установлению стабильных условий на подводных склонах горного сооружения. Обломки корок описаны уже в сантонских брекчиях. В кампане-маастрихте формировались железомарганцевые корки (слой  $R_a$ ) и их реликты иногда отмечаются в разрезе. Прекращение развития слоя и его дезинтеграция были связаны с вулканотектонической активизацией на рубеже мела и палеоцена (стр. 374, рис. 6; стр. 420, рис. 3). Другие встречающиеся реликты (слой  $R_b$ ) относятся скорее всего к позднему палеоцену.

Вещественный состав обоих реликтовых слоев отличен от современных корок и, скорее всего, свидетельствует об ином источнике формирования. Другой минеральный состав, особенности химизма наводят на мысль о существенном вкладе гидротермального материала, который мог отлагаться как непосредственно из гидротерм, так и через фазу переноса в морской воде. Действие гидротермальных источников связано с вулканотектонической активностью. Встречаемость реликтовых слоев — единична. Лишь на гайоте Федорова они были описаны на нескольких станциях, и только на западной постройке. Вероятно, они образовывались не повсеместно, а были локализованы вокруг выходов гидротерм. На других участках подводной горы в это время продолжали существовать рифовые постройки и, в целом, режим седиментации оставался мелководным.

История разреза ныне существующих корок начинается в позднем палеоцене. К этому моменту произошла широко проявленная в регионе вулканотектоническая активизация, связанная с перестройкой Тихоокеанской плиты, ориентировочно на рубеже 55 млн лет. Именно с ней связанные события практически полностью разрушили реликтовые слои; образование слоя I-1 почти повсеместно начинается на свободном субстрате.

Первичные структуры этого слоя — тонкослоистые, фестончатые, либо короткостолбчатые, что является признаком относительно низкой скорости роста. Рудоотложение, вероятно, сопровождалось фосфатизацией и фракционированием карбонатного материала, поскольку это максимальная глубина, которой могут достигнуть мягкие тела микроорганизмов, без окисления которых невозможен процесс фосфатизации карбонатов [80, 308]. Вещество слоя впоследствии было существенно преобразовано, что привело к широкому развитию наложенных структур — массивных и выровненных тонко-параллельно-слоистых.

Формирующиеся с позднего палеоцена на гайотах кокколлит-фораминиферовые известняки отлагаются в фациальной обстановке, характеризующейся гидродинамическим застоем, в то вре-



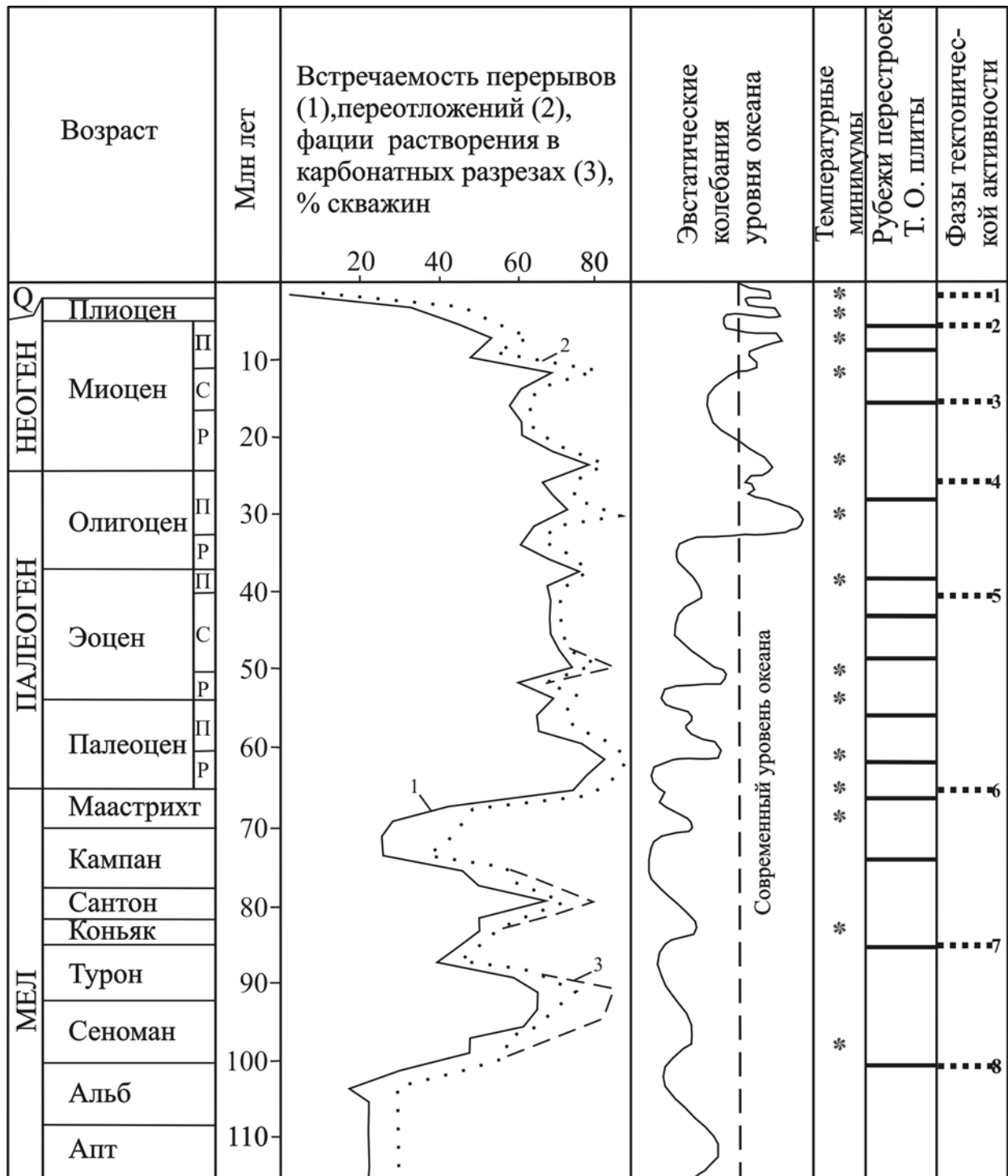


Рис. 3. Кривая встречаемости перерывов и корреляции с геологическими событиями [Басов, 1989 г.]

мя как корки нарастали в условиях, когда придонные течения могли удалять поступающий карбонатный материал с поверхности осадения гидроксидов марганца. В некоторых случаях кокколит-фораминиферовые известняки являются субстратом слоя I-1, в других бурением вскрыты прослои таких известняков мощностью до 3 см внутри разреза корок, либо внутри слоя I-1, либо между слоями I-1 и I-2 [211, 449]. Эти факты, свидетельствуют о сложных пространственно-временных отношениях корок и известняков, включая фациальные переходы. Не следует забывать, что на отдельных, вероятно, наиболее приподнятых, участках продолжают существовать рифы, то есть в целом обстановка мелководная — порядка нескольких сотен метров, но не глубже 500–600 м, поскольку только до таких глубин возможна биогенная фосфатизация [315].

Вулкано-тектоническое событие начала среднего эоцена явилось рубежом между формированием слоев I-1 и I-2. Перерыва в отложении рудного материала могло и не быть, но верхи нижележащего слоя частично разрушены. Очевидно, фациальные условия существенно изменились. Изменение структур на крупно- и гиганто-столбчатые свидетельствует о резком увеличении скорости процесса рудоотложения. Можно полагать, что при принципиальном сохранении условий рудообразования произошло небольшое погружение гайота, поскольку на вершинных поверхностях часто встречаются корки, в которых слой I-2 залегает непосредственно на субстрате.

Длительный перерыв, фактически протяженностью в олигоцен, не означает, что в течение всего этого периода не происходило формирование корок. Вероятно, вулканотектоническая активизация на рубеже олигоцена и миоцена сопровождалась столь сильными деструктивными событиями, что был разрушен материал, накопившийся почти за 14 миллионов лет. Подтверждение этому находим в разрезах скважин глубоководного бурения — отложения олигоцена встречаются весьма редко, и мощность их невелика [409–414, 423, 449]. Перестройка Тихоокеанской плиты в промежуток от 27 (28) до 23 млн лет подтверждена и определением возраста базальтов, генетически с ней связанных [463]. Наконец, существенное погружение гайотов до глубин близких к современным, вероятно, также связано именно с этим событием, поскольку, только начиная с миоцена на подводных горах формируются действительно глубоководные отложения [147].

В интенсивности этого события причина широкого распространения разрезов корок, состоящих только из двух верхних слоев — ранее существовавшие корки и частично субстрат были разрушены. Очень важен факт отсутствия слоя I-2 в разрезе корок поднятий Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер [205]. Он свидетельствует о большей интенсивности тектонических процессов в пределах структуры, образование которой связывают с преобразованием палеоподнятия Дарвина [438].

С начала миоцена начинается формирование слоя II. Структуры слоя — гиганто-столбчатые — свидетельствуют об относительно быстром рудоотложении, скорость процесса, возможно, даже большая, чем для слоя I-2. В целом, геометрически правильное расположение столбцов, по-видимому, свидетельствует о благоприятных условиях формирования. По сравнению с нижележащим слоем, таким улучшением условий может являться снижение потока осадочного материала. Формирование этого слоя происходило на больших глубинах, в условиях, близких к современным. Поток карбонатного материала в нижележащем слое если не препятствовал рудоотложению, то его затруднял; присыпки могут объяснять многочисленные искривления столбцов, их ветвление. Интерстиции плотно заполнены карбонатно-фосфатным материалом, в отличие от почти свободных интерстиций слоя II. Частично же они заполнены существенно глинистым материалом.

В период формирования слоя II имело место еще одно вулканотектоническое событие в начале среднего миоцена. В описываемых районах оно выражено наиболее отчетливо и проявлено щелочнобазальтовыми извержениями с формированием осложняющих конусов на вершинных поверхностях и склонах гайотов [207]. В межгорных впадинах в миоцене накапливались глины, насыщенные вулканокластическим материалом [80]. В то же время, интенсивность этого события, вероятно, была меньшая, чем на рубеже олигоцена и миоцена, и деструкции подверглась лишь некоторая часть слоя.

Вулканотектоническая активность на рубеже миоцена и плиоцена [26, 463] в разрезе корок отразилась слабо. Контакт слоев II и III часто выглядит постепенным, хотя в некоторых образцах между слоями отмечаются угловые несогласия, следовательно, какие-то деструктивные события имели место. В этот период изменились условия отложения корок. В чем именно выразились изменения, сказать сложно. Вероятно, увеличилась глубина формирования руд; уменьшился поток рудного вещества, что может быть связано с меньшим объемом тепловой энергии, освободившейся при последней активизации. Отразились же эти изменения в уменьшении размера столбцов слоя III (относительное замедление скорости роста). Отмечается латеральная изменчивость строения верхнего слоя корок, чего не наблюдалось в подстилающих слоях. Изменения текстур связаны с изменчивостью фациальной обстановки рудоотложения. Не случайно слой III корок развит повсеместно. В некоторых фациальных разновидностях его мощность увеличивается, в других сокращается до первых миллиметров.

В разрезе слоя III выделяются строением и составом верхние несколько миллиметров. Они же легко отслаиваются. С чем это связано — с диагенетическими преобразованиями или измене-

нием внешних условий, пока неясно. Возможно, это репер еще одного, слабо проявленного геологического события, отмеченного на рубеже 1–2 млн лет [26, 463] или еще более позднего.

Не следует забывать и о конкреционной составляющей формирующихся руд. Деструктивные процессы, сопровождающие каждую новую вулканотектоническую активизацию, приводят к образованию новых ядер — центров осаднения. Условием образования конкреций, помимо центров осаднения, является наличие донных осадков, обеспечивающих раздел геохимически активных фаз на границе вода–дно. Основная часть конкреций развивается в период между двумя активизациями, вызывающими существенную перестройку среды. Весь период своего существования, вместе с оползающими по склонам под действием гравитационных сил осадками, конкреции перемещаются на более низкие батиметрические уровни, что приводит к расширению площадей оруденения этого типа. Наиболее уверенно, благодаря бурению, мы можем говорить о конкрециях нормальной части гранулометрического спектра эоценового периода, формировавшихся одновременно со слоями I-1 и I-2. Отдельные конкреции встречались и в известняках позднего мела. То есть пока что мы не нашли подтверждения существования таких конкреций в миоцене, однако, вероятно, они все же росли и в тот период.

При очередных деструктивных событиях существующие конкреции разрушаются или погребаются в толще осадка. Так или иначе, растворенный или измельченный рудный материал остается в осадках. Благодаря известному механизму [394], при раннем диагенезе осадков железомарганцевый материал растворяется и поступает к поверхности вода — дно, где, окисляясь, осаждается на вновь образующихся конкрециях. Однако, судя по составу конкреций, доля поступающего таким образом материала — невелика. Большая часть поступает из осадков и пород, подвергшихся интенсивному гальмиролизу, благодаря тепловой энергии, освободившейся при очередном вулканотектоническом событии.

Таким образом, при каждой активизации, конкреции предшествующей генерации разрушаются, и, в то же время образуются новые ядра и поступает материал для роста новой генерации конкреций. Материал разрушенных рудных образований повторно вовлекается в рудогенный процесс. Валунные же конкреции существуют длительный период и проходят те же фазы развития, что и корки.

Важен и такой аспект рециклинга рудного материала и распространения оруденения. Корки поднятия Маркус-Уэйк характеризуются меньшей средней мощностью в сравнении с корками Магеллановых гор. На поднятии Маркус-Уэйк отмечена более высокая плотность конкреционного оруденения при более обширных площадях, занятых конкрециями. Сложная морфологическая организация поднятия Маркус-Уэйк, менее полный разрез осадочных пород и корок в его пределах свидетельствуют о более сложной истории его развития, большей интенсивности деструктивных геологических событий в сравнении с регионом Магеллановых гор. Вероятно, та доля рудного материала, которая была разрушена или не смогла отложиться в разрезе корок, сформировала конкреции в нижних частях склонов и в межгорных впадинах. Параллели наблюдаются и в особенностях оруденения Магеллановых гор: в западной части конкреционное оруденение развито относительно широко, а среднюю мощность корок можно оценить в 4 см, в восточной — на гайотах Федорова, Ита-Май-Тай, средняя мощность корок составляет около 5,5 см, а конкреционные образования развиты весьма ограниченно как на самом гайоте, так и на окружающих его шлейфах и в межгорных впадинах.

Таким образом, по нашим представлениям наиболее важными являются следующие аспекты.

1. Корки и конкреции подводных гор являются полигенными образованиями, однако, с существенным преобладанием материала, освобождающегося за счет гальмиролиза пород, слагающих подводные горы.
2. Скорость протекания гальмиролитических процессов увеличивается в периоды вулканотектонических активизаций, за счет поступления ювенильной тепловой энергии.
3. Вулканотектонические события отражаются на процессе рудообразования двояко: с одной стороны, первичная вспышка активности приводит к прямой и опосредованной деструкции верхней части разреза уже образовавшихся корок и частичному погребению конкреций. С другой — вызывает усиление гальмиролитических процессов и ускоренной поставки рудных компонентов для образования слоев корок и конкреций новой генерации. Это объясняет многогенерационное строение корок и валунных конкреций подводных гор.

### 8.3.2. Представления Э.Л. Школьника

В докладе на совещании в ВИМСе в 2007 г. [321] и в монографии, опубликованной в 2009 г. [320], исключительно посвященных рассматриваемой проблеме, полно проанализированы практически все ее аспекты. К этим работам мы и отсылаем интересующихся читателей. Чтобы не повторяться, здесь мы рассмотрим только основные тезисы критики существующих представлений, но, главным образом, обобщенные обоснования нашей точки зрения, существенно отличающейся от доминирующей в мировой литературе уже почти 120 лет.

Принципиально важным является, прежде всего, определение способа формирования конкреций и корок. Все существующие воззрения, в том числе и наших оппонентов в настоящем разделе, преимущественно защищают некоторые основные аспекты характера их образования, при обычно различающихся представлениях об источниках рудного вещества, способе его поставки и т.п. В целом, же доминируют идеи о формировании их либо путем выпадения рудных компонентов из наддонных вод или при диагенетических процессах. При последних допускаются обычно лишь небольшие, в первые сантиметры, перемещения вещества иловых вод, которые несут рудную нагрузку, со стягиванием в область формирования конкреций. Что касается корок, то все же господствуют представления об их образовании путем отложения из наддонной воды.

Применительно к конкрециям рассмотреть проблему следует, прежде всего, со стороны их строения. И тогда должно быть ясно, что обладающие четкой концентрически-зональной структурой (КЗС) конкреции не могут сформироваться как результат нормально-осадочного или гидротермального процесса и, собственно, в типично осадочных отложениях нет примеров их присутствия и образования, как именно седиментационных продуктов, как и нет экспериментальных исследований, по выращиванию их при формировании нормальных осадков. Напротив, есть примеры их образования (выращивания) из растворов в простых экспериментах при сравнительно низких температурах, до сотни градусов, при получении малахитовых форм с КЗС [55]. Вместе с тем, в природе довольно широко распространены разнообразные по составу образования с КЗС — широко известные агаты и многие другие минеральные фазы, только в определенной части обобщенные нами [320]. При этом, многие из них формируются несомненно из типично гидротермальных растворов, но есть и вполне аналогичные формы, которые присутствуют и в корках выветривания, очевидно, образуясь в результате воздействия крайне низкотемпературных растворов, как, например, фосфатные образования с КЗС в корках выветривания обычных фосфоритов [142]. Поэтому, соответственно, совершенно не обязательно полагать, что ЖМ конкреции являются даже продуктами диагенеза, если не расширять это понятие на все процессы перемещения минерализованных растворов на значительные расстояния в осадках до их литификации. Действительно, в процессе образования конкреций часть осадка несомненно уплотняется до состояния породы, но это явно не общий процесс перехода осадка в породу, а частный момент, совершенно не специфичный для остальной массы осадка, ибо реализуется не всегда, не везде, и является поэтому наложенной фазой — постольку и поскольку на данном участке появились иловые воды, обогащенные железом-марганцевой компонентой, и есть условия для их фиксации в ограниченной части осадка. Из сказанного становится понятным, что именно растворы главным образом ответственны за формирование форм с КЗС. Собственно это показано и теоретически при анализе условий формирования пород КЗС А.А. Годовиковым и его коллегами [93].

Таким образом, причиной и источником формирования ЖМ конкреций несомненно являются растворы, циркулирующие в осадках, в которых формируются конкреции. Тут следует отметить определенные различия в характере их в зависимости от глубин формирования конкреций. Конкреции мелководных морей и озер образованы, скорее всего, обычными иловыми растворами, температура которых вряд ли заметно отличается от температуры осадка. Соответственно и визуально, и физически эти конкреции заметно отличаются от глубоководных конкреций, в которых присутствует явно кристаллическая рудная фаза (см. выше), чего почти нет в озерных и морских конкрециях, на что давно было обращено внимание [266]. Глубоководные конкреции образуются путем замещения как пород ядра, так и, главным образом, окружающего ила. Именно поэтому так хорошо проявлены процессы минерализации радиолярий в илах (см. выше). Глубоководные конкреции содержат обычно четкие рудные полосы (неверно иногда име-

нуемые слоями — разве может быть «слоем», осадок, опоясывающий по окружности ядро), а определение их одновозрастности в абсолютном значении вообще невозможно. Кроме того, для них характерны столбчатые, дендритовые и подобные структуры, абсолютно не развитые в седиментационных и чисто диагенетических образованиях, но прекрасно проявлены, например, в травертинах. Соответственно это может быть обусловлено только иным характером генерирующих растворов, более высокотемпературных относительно морских и озерных иловых вод (см. выше пример развития термальных дендритов в травертинах). Не следует забывать, что, например, в зоне Кларион-Клиппертон довольно широко развиты молодые вулканические процессы, а второй вулканический слой иногда находится в нескольких десятках метров от поверхности дна (см. выше). Поэтому можно утверждать, что именно различия в характере рудоносных растворов и обуславливают главные отличия пелагических конкреций от конкреций морей и озер. Соответственно точка зрения, что гальмиролиз вулканитов может быть одним из существенных источников таких растворов, вполне правомерна.

Теперь обратимся к проблеме образования ЖМ корок, которые наиболее типичны для обстановок подводных гор, поскольку корки все же менее характерны для морей и озер. Прежде всего, важно отметить, что такие корки развиты практически исключительно на коренных выходах подводных гор, но не на илах, даже рядом накапливающихся. Если корки — гидрогенные формы, то что мешает отлагаться соответствующим рудным осадкам и на илах? Но этого не происходит, следовательно, только достаточно плотные породы могут нести корковую минерализацию. При наличии той же тонкой полосчатости-зональности, столбчатых, дендритных и т.п. структур, аналогичных конкрециям рудной минерализации, иногда даже в деталях, то можно отметить, что корки — это лишь вариант единого рудного процесса, но проявленного только в заметно более плотных породах и не более того. В этом смысле они столь же «диагенетические» образования, как и конкреции. Конечно, условия локализации в твердых (но пористых) породах определяют другую форму минерализации, при близких иных параметрах. Затем, в СЭМ можно прекрасно наблюдать взаимоотношения рудных и нерудных компонентов и это постоянно замещение нерудных компонентов, но и метаморфизация, например фосфата фосфоритов, при взаимодействии с рудными образованиями. Специальное изучение показало постоянное присутствие именно в корках реликтов пород субстрата. Затем, ниже нижней границы корок в субстрате почти постоянно присутствуют рудные обособления, прожилки и т.п. выделения, с характерным аналогичным замещением пород субстрата. При этом по составу и строению эти рудные образования ничем не отличаются от рудного вещества корок. Все это позволяет уверенно полагать, что корки — это продукт замещения просачивающимися, сравнительно низкотемпературными рудными флюидами пород коренных выходов на поверхности подводных гор. Именно поэтому не является парадоксом присутствие корок не только на поверхности коренных выходов, но и сбоку на вертикальных и даже обращенных к низу поверхностях. Источник этих флюидов, конечно, находится в теле гайота и может быть только мощным, фундаментальным — наиболее вероятно — это вулканиты гайота — продукты их гальмиролиза, возможно, и последние по времени продукты вулканической деятельности, иногда четко устанавливаемые на гайотах. Именно поэтому мы имеем дело с принципиально однообразными по составу и строению образованиями на колоссальных площадях.

Специально следует остановиться на соотношении фосфатной и ЖМ минерализации в корках и конкрециях на подводных горах. На подавляющем большинстве подводных гор океана и морей и соответствующих им островах, развиты фосфориты, как самостоятельный генетический тип образований, хотя они формируются по общему закону с мелководной ЖМ минерализацией — путем замещения свежей мортмассы органических остатков иловыми растворами, богатыми фосфатами, продуктами распада мягких тканей организмов. Соответственно, они могут быть очень мелководными — в фации рифов, и более глубоководными — в фации планктонных осадков. На островах отчетливо показано (например, на о. Рождества [319]), что ЖМ минерализация точно наследует структуры фосфатизированных пород, путем их замещения, даже в форме онколитов. Поскольку фосфатизация развивается только быстро после отмирания организмов, и до возрастания глубин более, чем в первые сотни метров, она должна преимущественно предшествовать развитию ЖМ минерализации, что фактически и имеет место. Именно поэтому и присутствуют практически постоянно в составе корок фосфаты — это убедительнейшее доказательство

развитие ЖМ минерализации путем замещения части коренных пород обнажений. И внимательное изучение соотношений фосфоритов и образованных ЖМ оксидов в СЭМ показывает обычно приконтактовую перекристаллизацию, метаморфизацию фосфатов. При этом реальный рисунок соотношения может быть разным, вплоть до параллельного проникновения тонких зон оксидов, создавая иллюзию переслаивания. Единственный вариант проникновения фосфатов фосфорита в ЖМ корку или конкрецию возникает, когда трещинки и другие пустоты в них заполняются нано-фораминиферовым илом, который в свою очередь фосфатизируется. При невнимательном изучении создается картина рассеяния фосфоритом оксидов, но при внимательном — видно, что «секущая» жилка состоит из нано-фораминиферовой биоты! При метаморфизации фосфорита оксидами, возникающий несколько перекристаллизованный фосфорит не может переходить в раствор и формировать апатитовые жилки, обычно только гидротермальные.

Если мы правильно понимаем, как изложено выше, условия формирования ЖМ конкреций и корок, то можем найти важные связи, не только с конкрециями морей и озер, но и вообще с ЖМ минерализацией в континентальном секторе планеты. И эти связи — формирование путем замещения, путем реализации различных замещающих растворов — от иловых вод осадков в морях и озерах до рудоносных флюидов в глубоководных обстановках. В этом смысле глубоководные корки и конкреции принципиально не отличаются от других форм проявления марганцевой и железомарганцевой минерализации в древних и современных водоемах, являясь одним из членов общего рудообразующего сообщества. Собственно, как и ЖМ дендриты в травертинах, аналогия которых с дендритами в корках и конкрециях абсолютна. Конечно, в мелководных условиях исключительно важную роль в отложении рудного вещества играют недавно отмершие органические остатки, наиболее интенсивно взаимодействующие с ЖМ растворами иловых вод. В глубоководных условиях замещение органических остатков происходит так же, поскольку они присутствуют в осадочных породах дна, например, в фосфоритах. В этих условиях для формирования конкреций нужны соответствующие весьма плотные, чаще пелитовые илы, а для образования корок — только плотные, но заметно пористые породы. В этом смысле ЖМ минерализация в океане — лишь частный случай в специфических обстановках общего для планеты железомарганцевого рудогенеза.

Особая ситуация возникает, когда какое-то количество рудоносных флюидов замещает верхнюю часть коренного выхода и начинает слагать его поверхность. Такая минерализованная поверхность начинает выступать как условия для железомарганцевой аккреции, подобно той, что была выявлена путем установления седиментационных ловушек на горе Крест (см. выше). Поэтому самая верхняя часть корок, прежде всего та, в которой практически отсутствуют реликты коренных пород дна, может быть продуктом подобной аккреции. В ней могут быть остатки организмов, обитающих на поверхности дна и, естественно, минерализующиеся. Конечно, ее нужно четко отличать от более нижних частей корок, обычно содержащих, например, повышенные количества фосфатов и т.п. Что касается существующих представлений о возрасте корок, то аккреционная часть, конечно, самая молодая и в ней реплицируются органические остатки по стандартному принципу. А вот относительно замещения пород, то в этом случае преимущественно замещаются уже органические остатки, особенно в фосфоритах, из которых эти фосфориты и сложены. Их возраст — это возраст пород дна, а не времени замещения. При этом само замещение происходит с сохранением на ранних этапах строения органических остатков, но потом, видимо, происходит утрата строения, переход в некоторую рудную массу, в которой они уже не различаются, что видно при изучении в СЭМ [308].

Таким образом, имеются как общие, так и отличающиеся существенные особенности формирования глубоководных корок и конкреций и сравнительно мелководных железомарганцевых образований. Естественно, все определяется конкретными обстановками формирования. Тем не менее, все же наиболее важный, скорее доминирующий процесс — это замещение, затем — важнейшая роль растворов, либо иловых, либо низкотемпературных. В мелководных условиях важна роль органических остатков, которые, видимо, наиболее легко, активно и по принципу репликации по биологической матрице реагируют с иловыми растворами.

Итак, глубоководные ЖМ корки и конкреции принципиально иные образования, чем мелководные, хотя образования тех и других происходит путем замещения, но характер замещаю-



щих растворов вполне иной. Не может быть и речи, что глубоководные конкреции и корки гидрогенные или диагенетические. Если они так просто образуются, почему уже более 100 лет не был предложен и осуществлен хоть какой-то эксперимент по образованию их в лабораторных условиях? Мы и предлагаем сторонникам соответствующих представлений осуществить его и показать аналогичность природных и экспериментальных продуктов. Время общих рассуждений закончилось — нужны конкретные подтверждения.

### 8.3.3. Представления В.В. Круглякова

В последние три десятилетия проявлен интерес к месторождениям руд на дне Международного района Мирового океана, он перешел в практическую плоскость. Многие участки океанических котловин в пределах Международного района, в которых обнаружены скопления оксидных железомарганцевых конкреций, поделены между так называемыми первоначальными вкладчиками (национальными компаниями различных стран и международными консорциумами). В настоящее время ведутся работы по разделу участков развития на дне рудных корок с высокими содержаниями кобальта на подводных поднятиях и сульфидных руд рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

В предлагаемом вниманию читателя разделе речь пойдет об оксидных океанических рудах — железомарганцевых конкрециях и рудных корках, прежде всего, о биоморфных структурах в этих образованиях. В значительной мере он перекликается с недавно вышедшей монографией «Биоморфные структуры в бокситах...» [316]. Некоторая связь определяется, прежде, всего, тем, что и континентальные бокситы и комплексные океанические руды преимущественно марганцевого состава — оксиды, в основе формирования которых лежат экзогенные процессы. Большинство бокситов являются продуктами латеритного выветривания [1]. В последние годы природа железомарганцевых конкреций океанических котловин все чаще рассматривается как гальмиролитическая [221, 5]. Эта идея развивается с середины восьмидесятых годов прошлого века [90]. Рассмотрены процессы разложения материнских, преимущественно карбонатных пород, массопереноса и накопления рудного материала на промежуточных в толще осадков и поверхностном на границе осадок-вода геохимических барьерах.

Наиболее значительные скопления оксидных руд обнаружены в абиссальных котловинах и на подводных горах Тихого и Индийского океанов. Проблемой распространения и образования конкреций и рудных корок занимались многие исследователи разных стран. Основные работы по выяснению закономерностей распределения конкреций проводились с середины 60-х годов прошлого столетия геологами СССР (России), США, ФРГ, Японии, Франции и Новой Зеландии [13].

В результате обобщения собранных данных С.И. Андреев [13] выделил в глобальном масштабе крупный пояс (мегапояс) широтного простирания, ограниченный на севере 35° с.ш., на юге 47° ю.ш. В пределах мегапояса он выделил три рудных пояса: Северный Приэкваториальный, Экваториальный и Южный Приэкваториальный. Северный пояс охватывает северную часть Северо-восточной котловины, где развиты конкреции, и подводные горные сооружения северо-запада Тихого океана, а основу оруденения составляют рудные корки. В Индийском океане этот пояс не проявлен. В Атлантике он охватывает Канарскую и Северо-Атлантическую котловины. Экваториальный пояс выделен только в Тихом океане, где он охватывает Перуанскую, южную часть Северо-восточной и всю Центральную котловину. Южный пояс — это Чилийская и север Южной котловины Тихого океана; Капская, Ангольская, Бразильская и Аргентинская котловины Атлантики. В Индийском океане Экваториальный и Южный пояса не разделены. В этот объединенный пояс входят Кокосовая, Западно-Австралийская, Центральная, Мадагаскарская и Маскаренская котловины. Кроме трех поясов, объединенных в мегапояса, С.И. Андреев выделил Субантарктический пояс между 48° и 63° ю.ш. Этот пояс прослеживается практически только в Тихом океане, в проливе Дрейка и на юго-востоке Индийского океана, к югу от Австралии между 90° в.д. и 30° з.д.

Специалистами ГНЦ «Южморгеология» с разной степенью детальности изучались руды всех четырех рудных поясов: конкреции рудного поля Диамантина (Субантарктический пояс), конкреции и корки Центральной, Западно-Австралийской и Кокосовой котловин Индийского

океана, конкреции и корки Канарской котловины Атлантики, горных сооружений и межгорных впадин поднятий Маркус-Уэйк и Магеллановых гор, Северо-восточной котловины Тихого океана (Северный Приэкваториальный пояс).

Во всех океанических котловинах мегапояса разрез чехла представлен двумя литолого-стратиграфическими комплексами — карбонатным (глинисто-карбонатным, кремнисто-карбонатным) палеогена — нижнего миоцена и глинистым (кремнисто-глинистым) верхнего миоцена — антропогена. Между этими комплексами эрозионная граница со стратиграфическим и угловым несогласием. О природе границы на примере рудной провинции Кларион-Клиппертон несколько ниже.

Химический состав ЖМК в разных регионах Мирового океана различен. В среднем по Мировому океану железомарганцевые конкреции содержат 20,73% марганца, 10,75% железа, 0,78% никеля, 0,58% меди и 0,24% кобальта.

Минеральный состав железомарганцевых конкреций представлен рентгеноаморфной фазой и слабо окристаллизованными тодорокитом, бернесситом, вернадитом и бузеритом. Характерно, что бернессит диагностируется в пробах конкреций, прошедших термическую сушку или достаточно длительное хранение (неделю и более) до рентгенофазового анализа. В свежих образцах, поступивших на анализ в течение первого часа после подъема пробоотборника на борт, бернессит не отмечен ни разу. В 1984 г. на НИС «Геолог Петр Антропов» Мингео СССР, имевшем оборудованную минералогическую лабораторию, в частности, рентгеновский дифрактометр ДРОН-3, Г.А. Герасимовой проведены массовые исследования препаратов из свежих образцов. Те же препараты проанализированы после их сушки в течение 3 часов при температуре 105°, а также после их естественного высыхания на воздухе при температуре около 30°, что и позволило получить указанные выше данные.

Наиболее полно изучена рудная провинция Кларион-Клиппертон в Северо-восточной котловине Тихого океана, в которой РФ располагает выделенным ей Международным органом по морскому дну ООН Разведочным районом. Именно при изучении этой провинции было обращено внимание на то, что верхняя глинистая часть разреза, венчаемая тонким слоем водонасыщенной глины с полупогруженными в него конкрециями, подобна профилю коры выветривания, характерному для районов с гумидным климатом. Ниже, на базальтовом основании, залегает толща карбонатных, глинисто-карбонатных, кремнисто-карбонатных или кремнистых осадков, которые повсеместно с несогласием перекрыты указанной глинистой толщей. Схематическая литологическая колонка приведена на рис. 1.

Колонка	Описание	Плотность	Мощность
	Глина монтмориллонит-иллитовая с конкрециями на поверхности и в осадке (геохимически активный слой)	1,18 г/см <sup>3</sup>	До 0,15 м
	Глина монтмориллонит-иллитовая с хлоритом и каолинитом. Литологическая пачка IV	1,24 г/см <sup>3</sup>	До 10 м
ц ц	Глина монтмориллонит-иллитовая или иллит-монтмориллонитовая с цеолитами. Собственно красная глубоководная глина. Литологическая пачка III	1,32 г/см <sup>3</sup>	До 30 м
	Глина рентгеноаморфная. Литологическая пачка II	1,12 г/см <sup>3</sup>	До 1,5 м
	Нанофоссилиевые карбонатные и глинисто-карбонатные отложения, местами кремнисто-карбонатные и кремнистые осадки. Литологическая пачка I	более 1,45 г/см <sup>3</sup>	До 100 м

Рис. 1. Схематический литологический разрез отложений провинции

Процесс формирования коры гальмиролиза иллюстрируется результирующей таблицей 1, составленной на основании расчетов выноса и накопления элементов в форме окислов по результатам массовых химических анализов образцов из всех выделенных литологических пачек.

Характерно, что такие же глины в той же последовательности перекрывают карбонатные осадки рудных провинций Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана. Отсюда возможен вывод, что гальмиролиз в океанических котловинах, в которых осадконакопление из толщи воды незначительно или отсутствует вовсе — это единый процесс для всей тропической зоны Мирового океана.

Здесь необходимо заметить, что кора гальмиролиза, как и кора выветривания, может иметь полный, сокращенный и неполный профиль. На рис. 1 показана схема полного профиля, когда все пачки проявлены четко, контакты достаточно отчетливы. В этом случае геоакустические методы с использованием высокочастотных излучателей позволяют надежно стратифицировать разрез. Сокращенный профиль характеризуется общим сокращением мощности, нечеткостью переходов от пачки к пачке. В неполном профиле отдельные пачки или практически вся глинистая толща в разрезе отсутствуют. При этом на карбонатных осадках всего несколько сантиметров глин, диагностировать которые по физическим свойствам практически невозможно, на которых в незначительных количествах залегают мелкие конкреции с пониженным содержанием марганца и цветных металлов.

Рудные корки подводных гор — также в значительной мере продукт гальмиролиза (подводного химического выветривания), местами дополненного гидротермальными процессами [210]. Профиль коры гальмиролиза на горах в общем случае неполный.

Процессы поставки рудного вещества для формирования оксидных руд в виде марганцевых (железомарганцевых) рудных корок или конкреций в определенной мере можно считать относительно изученными. Значительную, если не главную, роль гальмиролиза в этих процессах можно считать в определенной мере доказанной. Доказанным можно считать выщелачивание рудных элементов из материнских пород (карбонатов нижней части разреза чехла и подстилающих их базальтов основания) и переход их в поровые растворы. На ионном уровне происходит миграция элементов и окисление их до твердого состояния в слоях (прослоях) с повышенным окислительно-восстановительным потенциалом до 470–500 мВ. Первый такой промежуточный геохимический барьер в условиях океанических котловин, прежде всего в наиболее изученной рудной провинции Клариян-Клиппертон Северо-восточной котловины Тихого океана, отмечается на контакте карбонатов пачки I с пачкой II рентгеноаморфных глин, на стадии гидролиза. Второй более существенный барьер приурочен к пачке III, к той же стадии гидролиза и начала окисления. На этих барьерах накапливаются твердые окислы и гидроокислы марганца в форме микроконкреций. Для соответствующих интервалов разреза характерно резкое повышение содержания реакционно-способных (подвижных) форм рудных элементов, почти полностью извлекаемых из осадка реактивом Честера. По соотношению суммарного содержания элементов в осадках и подвижных форм определен ряд подвижности элементов. Наибольшей извлекаемостью (подвижностью) отличается марганец, коэффициент извлечения которого (отношение количества подвижных форм к валовому содержанию), составляет 73%. Менее подвижен кобальт (66%), никель (56%). Подвижность свинца составляет 46%. Еще менее подвижны медь (31%) и цинк (16%). Наименее подвижно железо (5,5%). Конечный геохимический барьер, соответствующий границе осадков и придонной воды (литосферы и гидросферы), находится в зоне дегидратации и окончательного окисления. В этой зоне также повышено содержание микроконкреций в верхних полутора–двух десятках сантиметров глины (фиг. 1).

Процесс формирования микроконкреций можно проследить по одной промывке. В поле зрения микроскопа совместно находятся свежие, неизменные раковины радиолярий, они же, покрытые охристой пленкой гидроокислов железа, и, наконец, органические остатки, в значительной мере покрытые окислами марганца (фиг. 2).

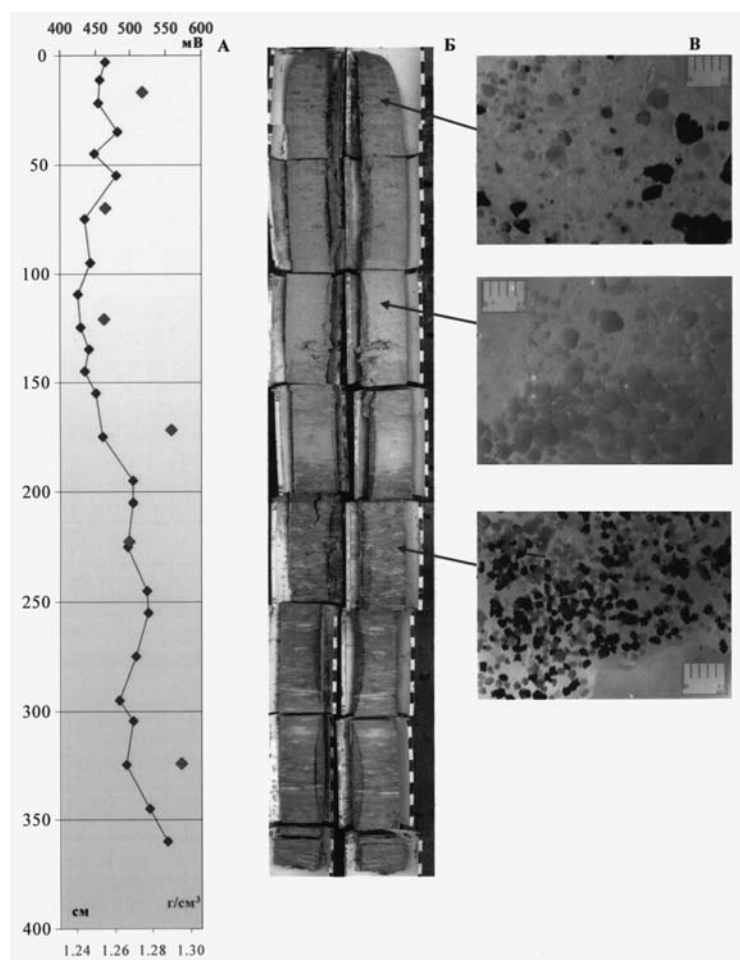
Микроконкреции далеко не всегда бывают биоморфными. Зачастую они имеют неправильные формы (фиг. 3), что может свидетельствовать об отсутствии связи их роста с наличием видимых ядер. Образцы на приведенном рисунке состоят из существенно более мелких элементов.

В зоне окончательного окисления, в основном, на поверхности осадка, отмечаются конкреции размером от первых сантиметров до 12–15 см и более по длинной оси, которые рассматриваются как полезное ископаемое.

Таблица 1.

## Профиль коры гальмиролиза карбонатных отложений

Вынос материала	Минеральный состав. Процесс. / Номер пачки	Накопление материала
	Железомарганцевые конкреции, монтмориллонит, иллит, хлорит. Активный геохимический слой	Na <sub>2</sub> O – 33% MnO – 8% без учета конкреций TiO <sub>2</sub> – 5% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +K <sub>2</sub> O – 4%
CaO – 19% FeO – 16% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO – 10% SiO <sub>2</sub> – 2%	Дегидратация и окончательное окисление	
	Иллит, монтмориллонит, хлорит, каолинит, полевые шпаты, кварц, прочие компоненты Пачка IV	FeO – 7% TiO <sub>2</sub> – 2%
MnO – 28% Na <sub>2</sub> O – 23% H <sub>2</sub> O – 23% CaO+K <sub>2</sub> O – 6% MgO – 5% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 4% SiO <sub>2</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 2%	Гидролиз и начало окисления	
	Монтмориллонит, иллит, цеолиты, хлорит, прочие компоненты. Пачка III	H <sub>2</sub> O – 14% Na <sub>2</sub> O – 14% MnO – 14% CuO – 10% K <sub>2</sub> O – 9% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 8% SiO <sub>2</sub> +TiO <sub>2</sub> – 8% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 7% MgO – 6%
FeO – 10%	Гидролиз	
	Рентгеноаморфная фаза, ферримонтмориллонит, ферригаллуазит, прочие компоненты. Пачка II, нерастворимая матрица карбонатов	SiO <sub>2</sub> – 0,1% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 0,2% FeO – 0,2% H <sub>2</sub> O – 0,1%
CaO – 97% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 1% MnO – 1% Na <sub>2</sub> O – 0,4%	Выщелачивание и гидратация	
	Кальцит, глинистые минералы, вулканическое стекло, прочие компоненты. Пачка I	

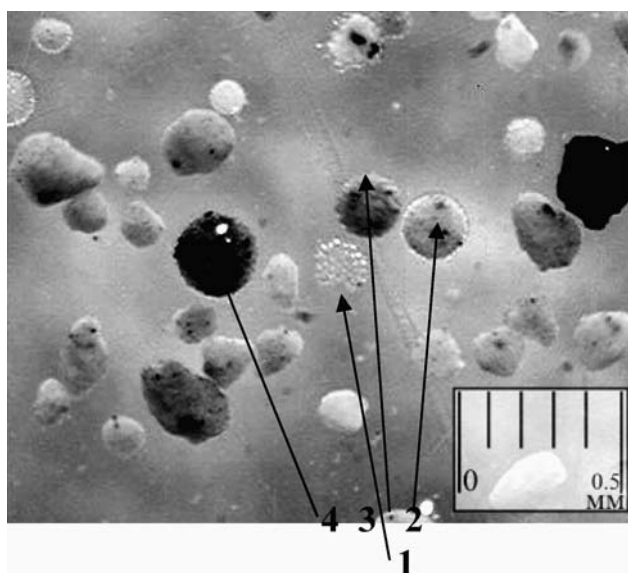


Фиг. 1. Сопоставление окислительно-восстановительного потенциала (ломаная линия) и плотности (отдельные точки) осадка (А) с фотографией керна (Б) и фотографиями промывок под микроскопом в косо отраженном свете (В). Станция 170\_T01.

Наиболее активно формирование железомарганцевых конкреций в океанических котловинах происходило после раннего миоцена. Именно в это время сформировались крупные рудные провинции, в частности, провинция Кларион-Клиппертон в Северо-Восточной котловине Тихого океана. В то же время сформировались провинции Западно-Австралийской и Центральной котловин Индийского океана. Рост конкреций и корок, начавшийся в олигоцене, продолжается и в четвертичное время, о чем свидетельствуют микрофаунистические остатки, захваченные рудным веществом в процессе роста [209, 210].

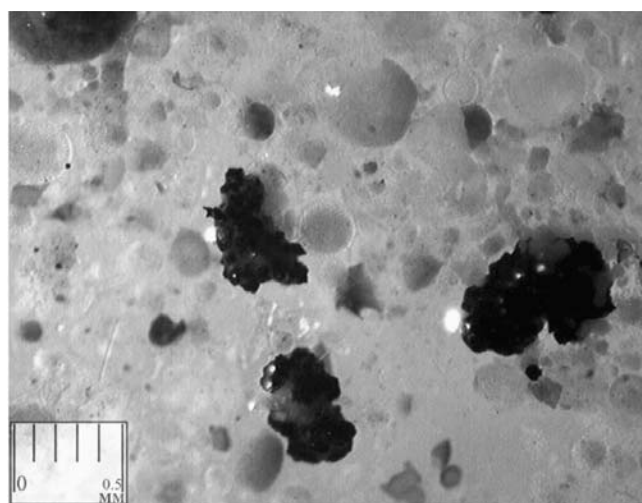
Активный рост кайнозойских окисных руд на дне океана синхронен с активным образованием бокситов на

континентальном (островном) обрамлении Мирового океана [316]. На рис. 2 приведена гипотетическая схема образования кор гальмиролиза в океане. Она составлена на основе схем формирования кор выветривания на континентах.

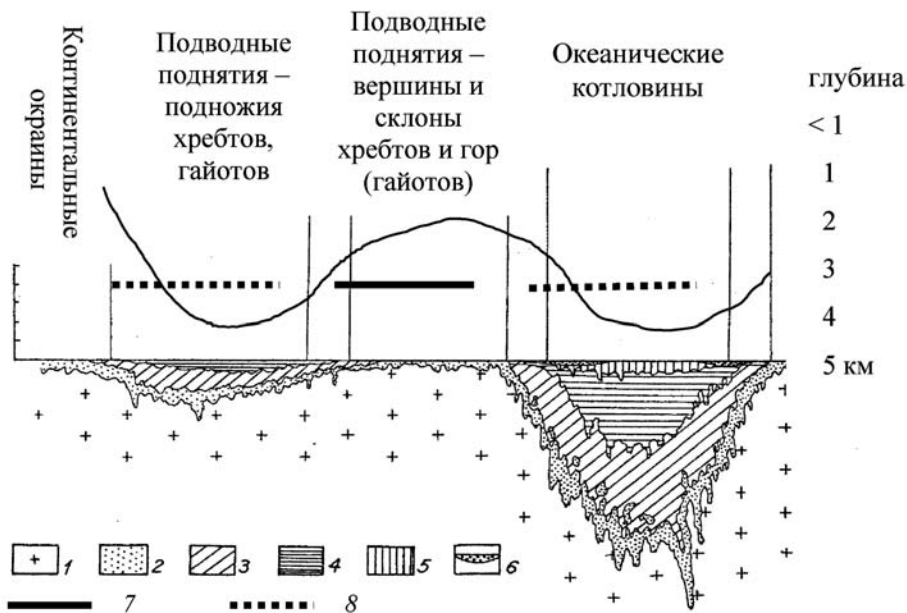


Фиг. 2. Микрофотография промывки осадка.

Различные стадии заполнения осадком и рудным веществом скелетов радиолярий. Цифрами 1–4 обозначены радиолярии с последовательно возрастающими следами оруденения. 1 — чистый скелет, 2 и 3 — скелет с единичными рудными зёрнами, 4 — скелет с рудными зёрнами и тонким рудным материалом.



Фиг. 3. Микрофотография промывки осадка с микроконкрециями сложных неправильных форм.



**Рис. 2.** Схема распределения в океане коры гальмиролиза.

1 — свежая порода, 2 — зона первичного, преимущественно механического, разрушения, 3 — красные глубоководные глины с цеолитами, 4 — гидрослюдистые глины с хлоритом, каолинитом и др., 5 — геохимически активный слой, 6 — панцирь, 7 — рудные корки, 8 — железомарганцевые конкреции.

Наименее изученным является процесс собственно формирования конкреций и корок — процесс перехода металлов из поровых растворов в твердую фазу. Этот процесс определяется окислительно-восстановительным потенциалом. В сообщениях разных авторов приводятся несколько различающиеся значения, при которых наступает равновесие между растворением и кристаллизацией двуокиси марганца, основного компонента железомарганцевых конкреций. Эти значения, как по литературным данным, так и по массовым измерениям потенциала в осадках, содержащих и не содержащих конкреции, постоянно близки 450–470 мВ. Расхождения могут быть связаны, с одной стороны, со случайными ошибками, с другой — наличием некоторых дополнительных факторов, учет которых при работе в океане затруднен или невозможен. Таким трудно учитываемым параметром может быть биологический фактор. В определенной мере процесс роста конкреций может быть обусловлен активностью металлоокисляющих бактерий типа *Ferroxidans*, *Metallogenium* и других, исследования которых ведутся, по крайней мере, с конца пятидесятых — начала шестидесятых годов прошлого столетия [173]. Прямых доказательств того, что оксиды марганца и железа в процессе формирования конкреций и корок осаждаются именно биохимическим путем, нет. Тем не менее, отмечалось, что органическое вещество в конкрециях содержится в количествах, иногда превышающих его содержание в подстилающих конкреции глинах. При тонких минералогических исследованиях конкреций среди минералов марганца обнаруживаются «зерна», представленные веществом, состоящим из углерода, водорода, кислорода и азота, что однозначно свидетельствует об их органической природе. В отдельных случаях отмечаются бактериальные маты, как на поверхностях конкреций, так и в их телах на послынных сколах.

Текстуры конкреций на срезах крайне редко бывают массивными. Нерудные ядра скорее экзотика, чем правило. Ими могут быть обломки пород, костей позвоночных животных, иногда в конкрециях встречаются зубы рыб, но последние не являются ядрами, а представляют собой инородные тела, захваченные в процессе роста (фиг. 4 и 5).

Как правило, при визуальном просмотре срезов невооруженным глазом обнаруживается слоистая текстура. Четко просматриваются слои как минимум двух порядков (фиг. 6 и 7). Слои первого порядка соответствуют стадиям (фазам) активного роста. Толщина этих слоев может измеряться несколькими миллиметрами, но может превышать 20 мм. Такие слои могут быть относительно согласными, но часто несогласный контакт между ними свидетельствует о частичном растворении ранее сформированного стяжения или о его раскалывании и последующем продолжении роста конкреции на ядре-реликте (фиг. 7).

В слоях первого порядка прослеживаются слои второго порядка. Эти слои, в общем, всегда согласны между собой. Их толщина может меняться от долей миллиметра (несколько тонких слоев в 1 мм сечения) до первых миллиметров. Четкость границ зачастую, особенно в крупных индивидах, снижается на участках их утонения (фиг. 8).



В слоях второго порядка прослеживаются различные структуры. Широким распространением пользуются столбчатые, дендритовые, строматолитовые структуры, в принципе различные невооруженным глазом, но которые удобнее рассматривать при некотором увеличении (порядка 100–200 крат) и ламинационные структуры. При больших увеличениях все структуры проявляются более отчетливо. При этом в хороших аншлифах намечается третий порядок слоистости с толщиной слоев в доли миллиметра (фиг. 8).

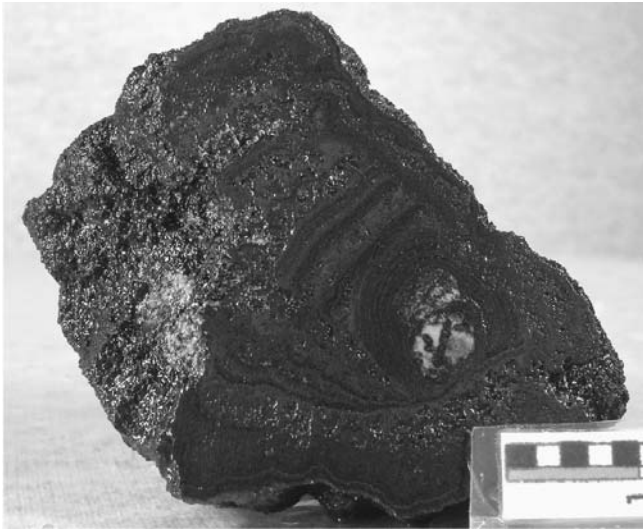
На фиг. 9–33. приведены примеры различных текстур и структур конкреций.

При еще больших увеличениях порядка 2000+ становится очевидным, что рудное вещество состоит из отдельных глобулей размером около 7 мк (фиг. 34 и 35). Это характерно практически для всех описанных структур. Характерно, что и большинство зерен не оксидных минералов (сульфиды, самородные металлы, интерметаллические соединения) многократно отмечавшиеся в оксидной массе конкреций, иногда называемых ксеногенными, характеризуются такими же размерами. Самородные металлы и особенно сульфиды формируются, в общем случае, в восстановительных условиях. Следовательно, при формировании конкреций образуются микроскопические очаги интенсивного восстановления. Такие очаги могут быть обусловлены микроскопическими органического вещества, пример которых приведен на фиг. 2.

Таким образом, глобули, как и строматолитовые структуры, можно рассматривать, как проявления следов жизнедеятельности микроскопических живых организмов.

Резюмируя, отметим:

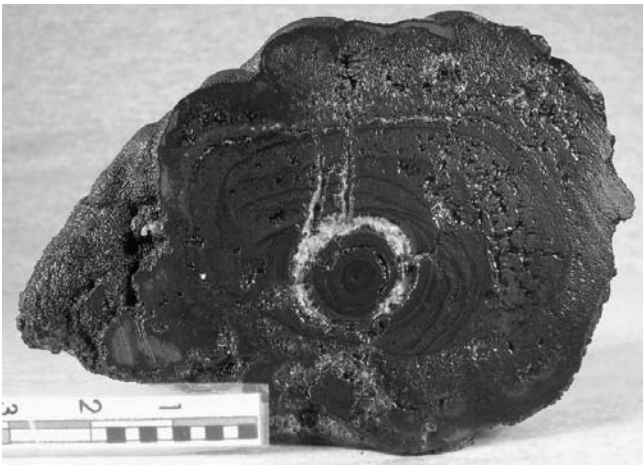
- В среднемиоценовое время произошло опускание дна котловин. Глубина океана превысила критическую глубину карбонатной компенсации. Накопление карбонатных осадков прекратилось, а ранее накопленный материал подвергся подводному выветриванию — гальмиролизу.
- С началом этого процесса начала формироваться глинистая (кремнисто-глинистая) толща. Эта толща представляет собой хроматографическую колонну, на которой выщелачиваемые из всех ниже лежащих образований элементы в ионной форме разделяются по степени подвижности.
- Конкреции растут в условиях окончательного окисления и дегидратации. Крупные обогащенные марганцем и цветными металлами разности встречаются на участках с повышенной мощностью глинистой части разреза. Вблизи вулканов и на их склонах при отсутствии глин или их малой мощности отмечаются мелкие железистые конкреции.
- Рост конкреций стадийный, прерывистый, что отчетливо проявляется в их текстуре.
- Структура конкреций и наличие аксессуарных (ксеногенных) минералов позволяет предположить определенную роль микроскопических живых организмов в формировании конкреций.



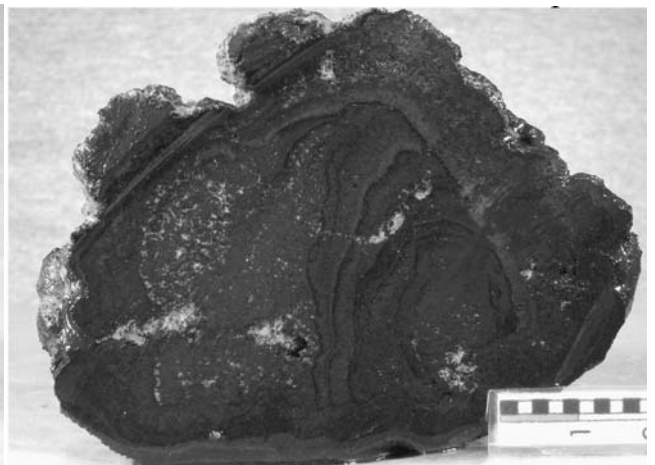
Фиг. 4. Конкреция с ядром из обломка кости.



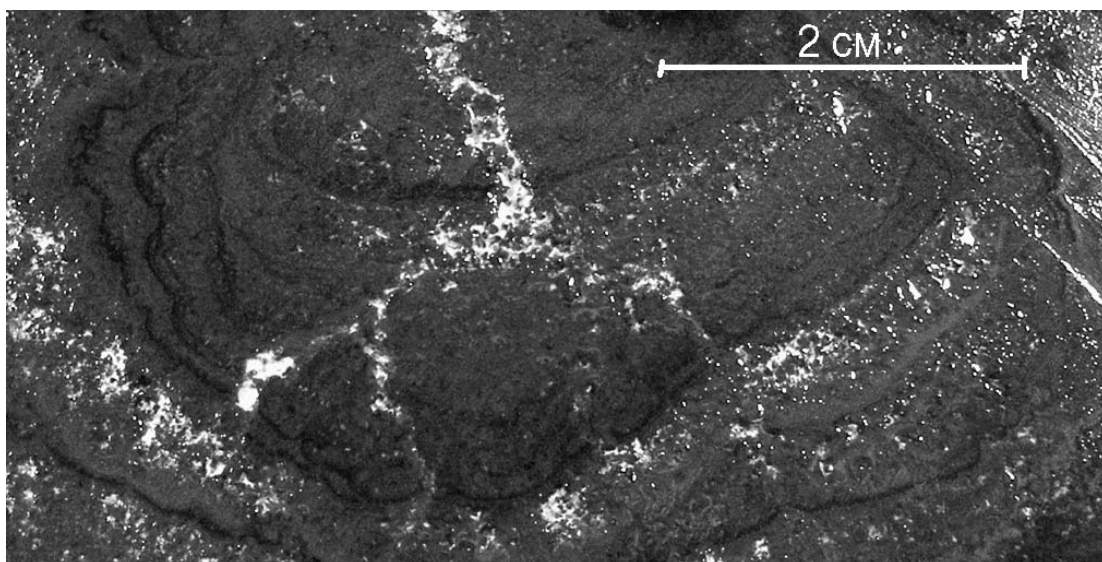
Фиг. 5. Фоссилизированный зуб крупной миоценовой акулы с наростами рудного вещества на участках нарушения эмали зуба акулы.



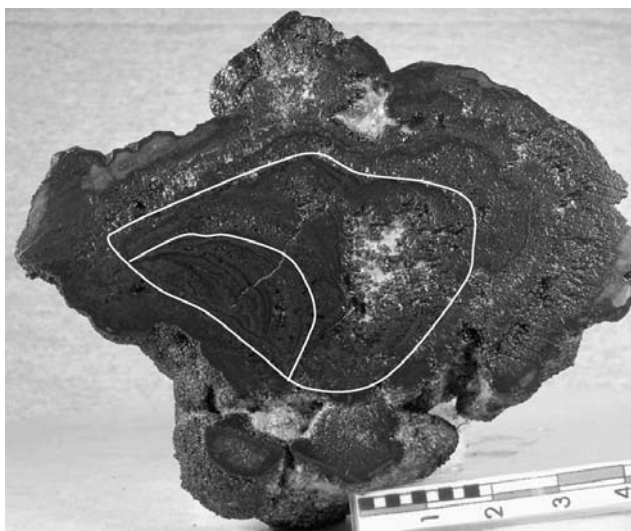
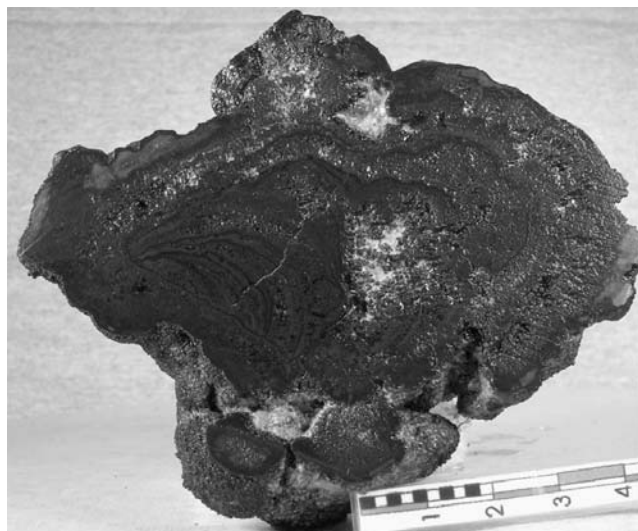
Фиг. 6. Согласно слоистость ранней генерации (ядра), затем частичное растворение и накопление нерудного материала, затем нерегулярная тонкая слоистость с выклиниваниями, затем раскалывание и быстрый рост грубых слоев.



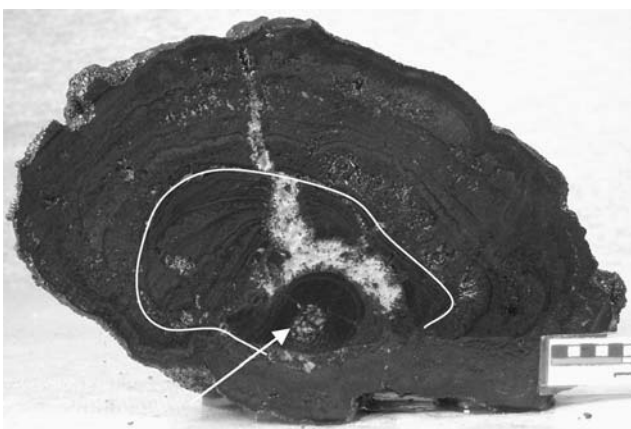
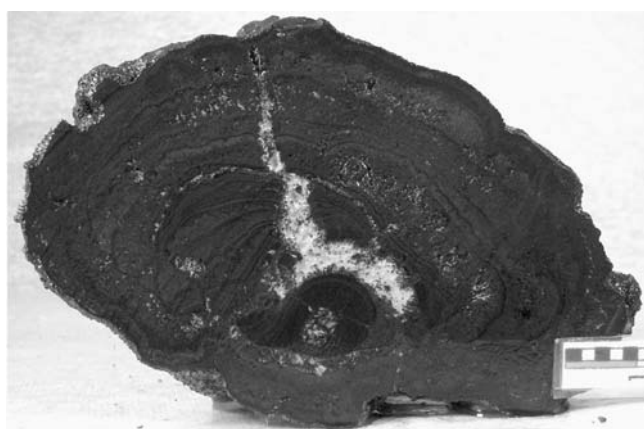
Фиг. 7. Две фазы раскалывания и три фазы роста конкреции с различной скоростью.



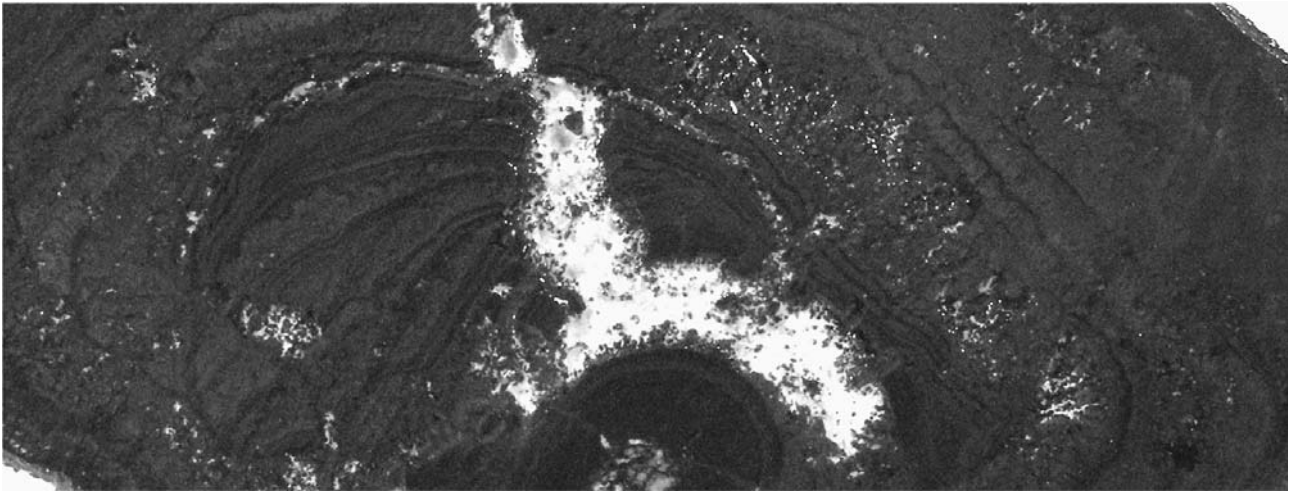
Фиг. 8. Большее увеличение. В слое первого порядка в правой части кадра слоистость нечеткая, структура близка к массивной. В левой части в том же слое сложная тонкая слоистость с элементами строматолитовой структуры.



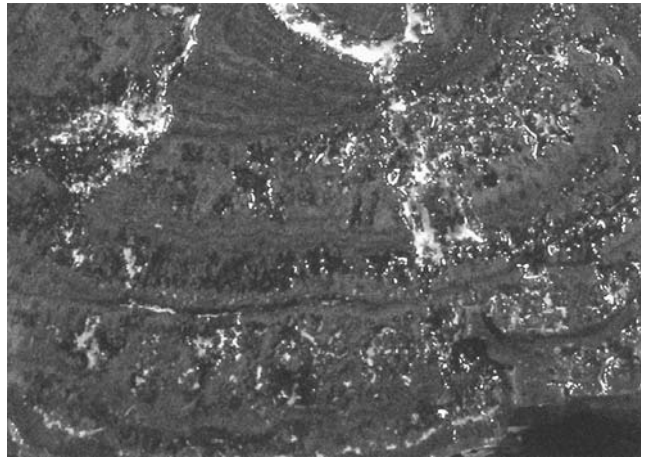
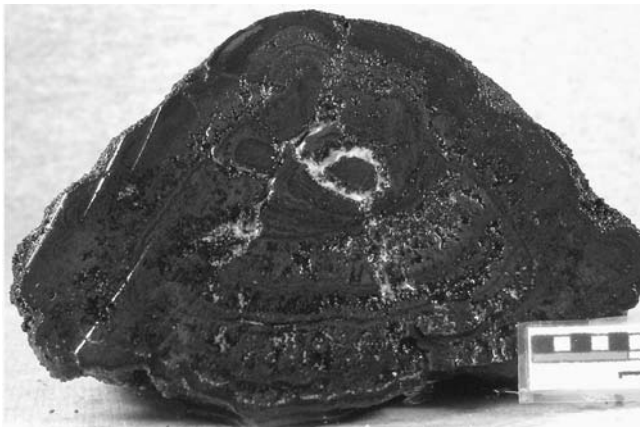
Фиг. 9 и 10. Конкреция неправильной грибовидной формы, растущая на осколке более древнего индивида, очерченного на фиг. 10 белой тонкой линией. На ранней фазе роста тонкая слоистость с частыми выклиниваниями. На следующей фазе роста формирование грубых слоев пористого материала. Затем раскальвание конкреции и продолжения роста на обломке.



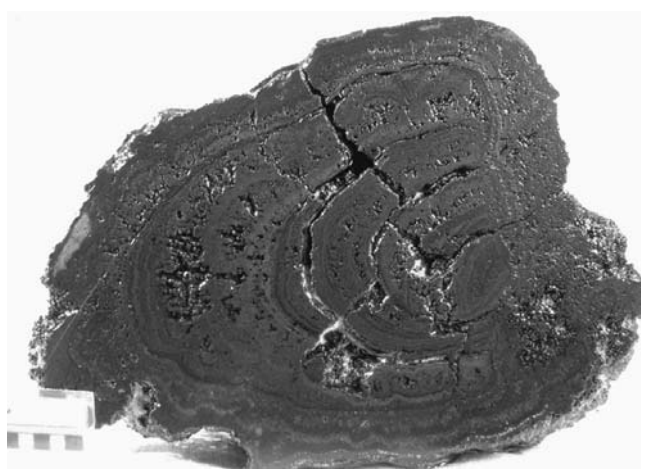
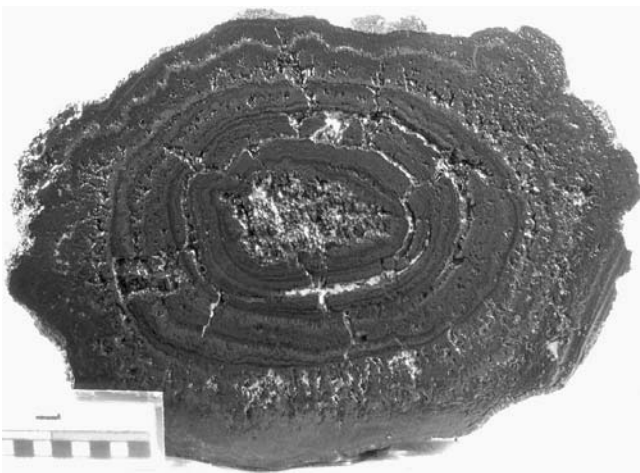
Фиг. 11 и 12. Нерудное глинисто-цеолитовое ядро (стрелка) покрыто тонкослоистой рудной оболочкой толщиной до 7 мм. Затем образовалась асимметричная неправильно слоистая оболочка (оконтурена белой линией). Дальнейший рост с переменной скоростью, что привело к чередованию слоев различной толщины с переменными структурами (ламINATIONНОЙ и дендритовой) в пределах слоя.



Фиг. 13. Фрагмент той же конкреции при большем увеличении — в х4.



Фиг. 14 и 15. Грубо слоистая текстура, комбинация ламинационной и дендритовой структур в конкреции. Слева — общий вид, справа — увеличенный фрагмент, иллюстрирующий варианты структур.



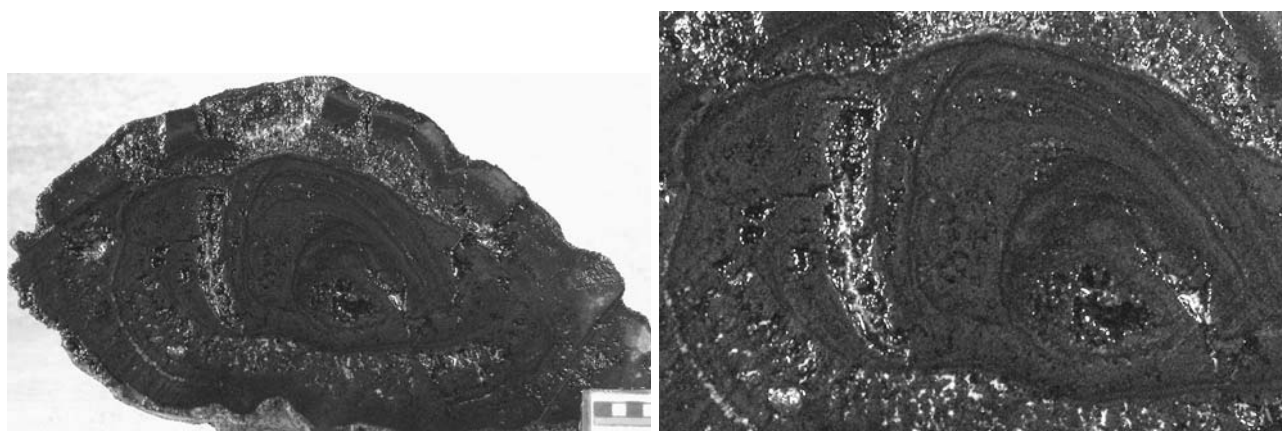
Фиг. 16 и 17. Отчетливо слоистые конкреции с чередованием тонкой ламинационной и грубой дендритовой структур, местами с переходом к строматолитовой структуре.

Фиг. 16. Пример классического строения конкреции, хотя инородное ядро отсутствует.

Фиг. 17. Конкреция, развивающиеся по обломку более древнего индивида.



Фиг. 18 и 19. Грубо слоистые конкреции неправильной формы, развивающиеся по обломкам более древних индивидов. Структура грубых слоев дендритовая. На границах грубых слоев тонкослоистые с ламинационной структурой.



Фиг. 20 и 21. Конкреция, претерпевшая в процессе роста, по крайней мере, три этапа частичного растворения. Структуры в пределах единых слоев изменчивы от ламинационных (правая часть правой иллюстрации) к строматолитовой или дендритовой в центре.

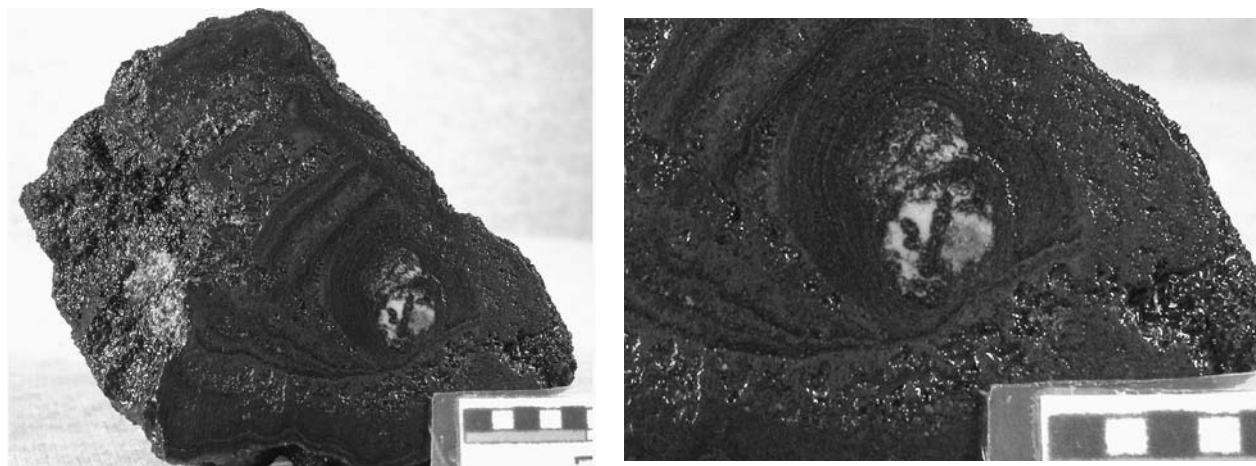


Фиг. 22 и 23. Конкреции неправильных форм развитые по обломкам более древних индивидов. Текстуры достаточно грубо слоистые. Структура грубых слоев массивная с переходом к пористой, местами дендритовая.





Фиг. 24 и 25. Ядра конкреций — нерудные глинисто-цеолитовые образования размером до 3 мм в поперечнике. На ранней стадии роста текстуры тонкослоистые, структуры ламинационные. Эта стадия завершена механической деструкцией (раскалыванием). Продолжение роста с формированием грубых слоев с пористой дендритовой структурой.

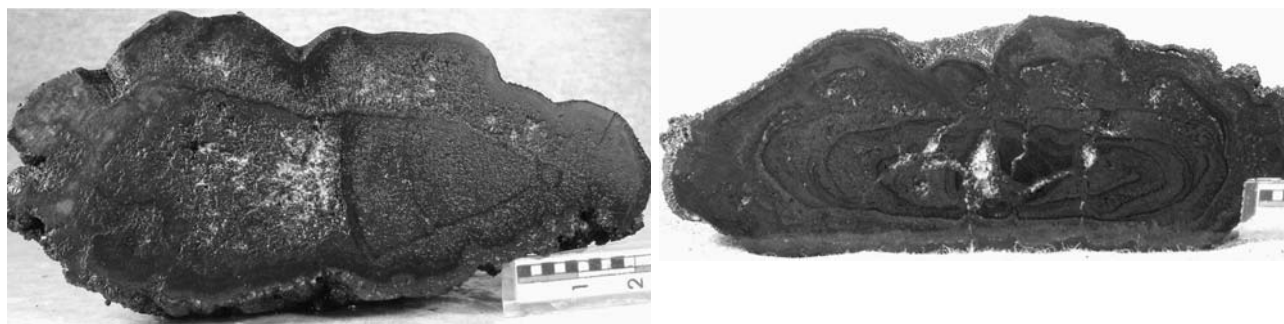


Фиг. 26 и 27. Одна конкреция при разных увеличениях. Ядро ее — обломок древнего индивида, сформированного на фрагменте кости млекопитающего. Поры кости заполнены рудным веществом. Массивная часть кости так же местами пропитана рудным материалом (бледно-серое на фиг. 27, в увеличенном варианте фиг. 26). Текстура ранней генерации (обломка) тонкослоистая, последней генерации — грубослоистая. Структура ранней генерации ламинационная, местами подобная строматолитовой. Поздней — дендритовая.

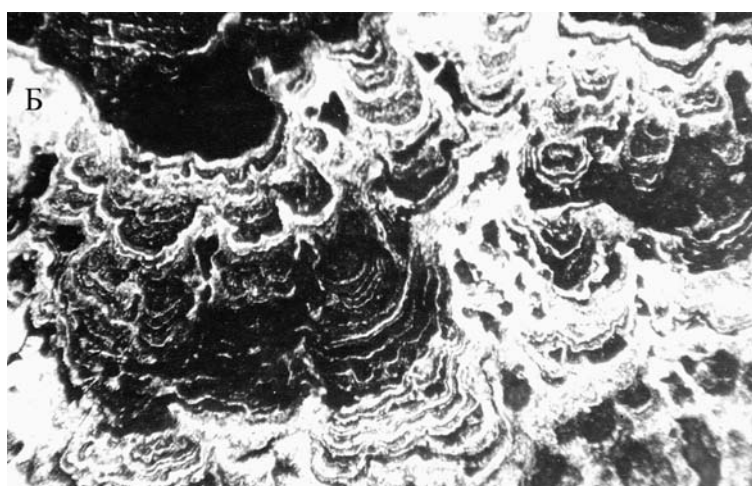
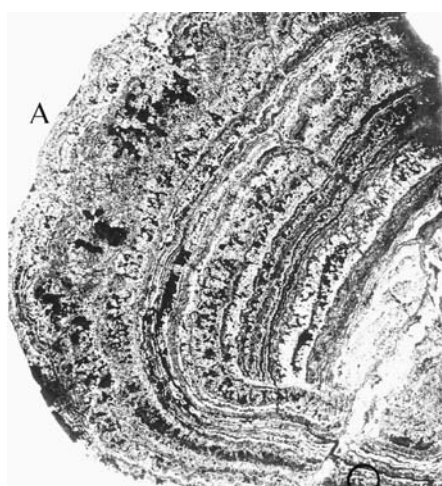


Фиг. 28 и 29. Типичные слоистые текстуры конкреций, росших вокруг обломков более древних конкреций. На фиг. 28 рост по обломку грубо слоистой конкреции, претерпевшему кроме раскалывания частичное растворение. На фиг. 29 рост по обломку, который тоже развит по еще более древнему обломку. Первичная конкреция (внутренний обломок) тонкослоистая с ламинационной структурой. Последующие фазы роста — текстура грубо слоистая, структура дендритовая.

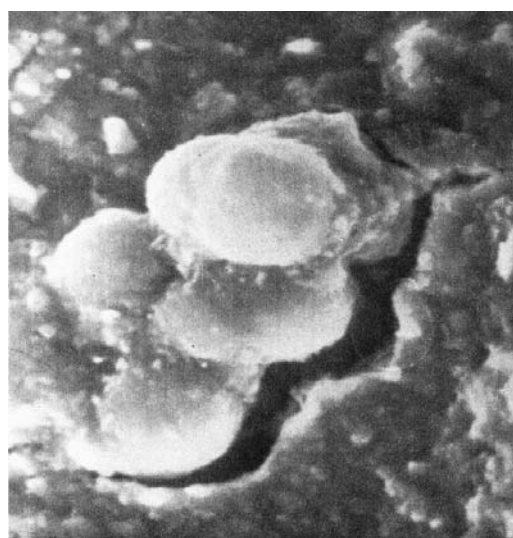
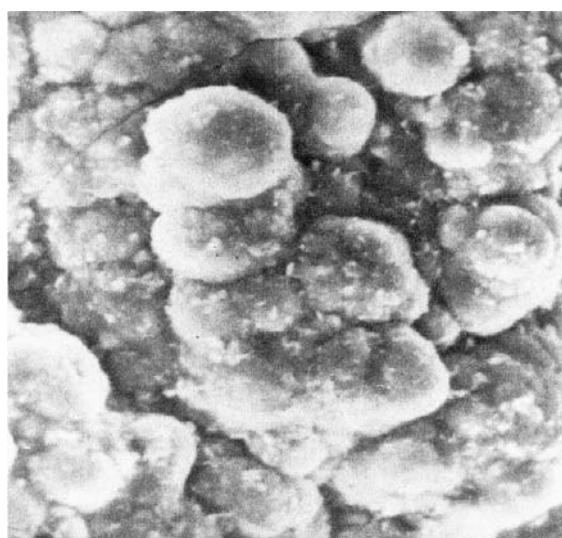




Фиг. 30 и 31. Сильно уплощенные конкреции. Фиг. 30 — развивающиеся по крупному осколку. В плане — сектор древней грубо слоистой конкреции. Структура ядра и оболочки дендритовая. Фиг. 31 — такая же плоская конкреция с практически унаследованным развитием, но с частичной приостановкой роста (несогласный контакт слоев в нижней части).



Фиг. 32 и 33. Пример строматолитовой структуры конкреции с тонкослоистой текстурой. Фиг. 32 Полированный шлиф при пятикратном увеличении, фиг. 33 — то же, часть при увеличении в  $\times 140$ .



Фиг. 34 и 35. Глобулярная структура сложения конкреции в СЭМ при разных увеличениях: Фиг. 34 при  $\times 1900$  и фиг. 35 при  $\times 2500$

## ГЛАВА 9. АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Э.Л. Школьник*

Анализ представленных в монографии данных удобно осуществлять последовательно, начиная от наиболее молодых проявлений минерализации, наименее затронутых наложенными изменениями, и к все более древним, чаще заметно измененным различными последующими процессами.

С значительной степенью уверенности можно полагать, что на примере минерализации микробиальных нарастаний в пустотах рудных жил месторождения Штявница (Карпаты, Словакия) в чистом виде, без проявления наложенных преобразований виден процесс репликации марганца по биологической матрице, практически в пределах зоны современного окисления и относительно слабого выветривания. И, главное, ничем не затушеванного: ни процессами диагенеза, ни катагенеза. В результате мы можем наблюдать репликацию по биологической матрице практически в чистом виде. Примерно такие же данные были получены американскими специалистами во главе с П. Бостоном [357] по нарастаниям на стенках пещер Сев. Америки, но без интерпретации, подобной нашей.

Весьма своеобразный, но очень широко распространенный «пустынный загар» на скалах, свалах камней в сравнительно низких широтах, вероятно, еще недостаточно изучен, но известные данные говорят о вполне вероятном присутствии в железомарганцевых корках «пустынного загара» микробиоты, которая может быть только реплицирована оксидами марганца и железа. Интерпретация в целом процесса образования корок «пустынного загара» может быть и иной, чем представляется изучавшим их специалистам, поэтому необходимы дальнейшие исследования. Следует напомнить, что еще А.Г. Вологдин [79] указывал на то, что марганцевые дендриты по трещинам скальных выходов сложены микроорганизмами.

ЖМ конкреции в основании разреза четвертичных глин, покрывающих коры выветривания на позднекайнозойских базальтах ДВ России и Вьетнама, явно связаны с последними, не только потому, что содержат минералы этих кор выветривания, но и явно поступившие из разрушенных базальтов концентрации Co и Ni, а также комплекс PЗЭ. Вместе с тем, они содержат и явно обломочные компоненты, характерные для глин. И все же продукты разрушения базальтов отчетливо мигрируют снизу и включаются в формирующиеся конкреции. Эти наблюдения показывают важное значение таких процессов, соответственно продукты разрушения базальтов могут мигрировать в вышележащие комплексы и формировать ЖМ конкреции, даже вне водных бассейнов. Скопления микробиоты и в этих конкрециях играют существенно важную роль.

В настоящей работе, посвященной преимущественно осадочному рудогенезу, рассмотрение ситуации с формированием ЖМ минерализации травертин может показаться абсолютно неуместным. Однако, поскольку такая минерализация проявляется в виде некоторых характерных особенностей, весьма близких к тому, что известно в глубоководных корках и конкрециях, такое рассмотрение представлялось вполне необходимым. Конечно, минерализация травертин связана с низкотемпературными гидротермами, как хорошо известно, но получаемые продукты характеризуются четким зональным сложением, весьма напоминающем слоистость, а ЖМ дендритные формы вполне аналогичный дендритам корок и конкреций. Это сходство настолько явное, что исследователи травертин обращались к специалистам по коркам и конкрециям с призывом учесть это обстоятельство в своих построениях. Но такой призыв остался не воспринятым. Остается подчеркнуть, что четкая зональность проявляется при массивном сложении травертин, т.е. она создается просачивающимся флюидом, абсолютно не являясь каким-либо отражением слоистости. При этом и параллельность последовательных зон тоже создается потоком флюида. Во всех случаях, при разных размерах дендритов, проникающих в массу травертин, наложение их на эту массу путем замещения остается ведущим процессом. Естественно, замещение вещества травертин, вероятно, происходит не путем репликации с сохранением замещаемых структур, а с образованием новых форм, хотя, как утверждает исследователями, собственно травертины

сложены микробиальной массой. Если мы осознаем столь большое сходство с глубоководными корками и конкрециями, то следует признать, что так называемые «слоистые» текстуры корок и конкреций, конечно, не являются слоями, а зонами, этапами поступления рудоносных флюидов, лишь внешне похожих на слоистость. Здесь уместно напомнить, что аналогичная зональность формируется в явно гидротермальных агатах и подобных им образованиях, что никогда не учитывалось при анализе образования глубоководных корок и конкреций. Ясно, что последователи доминирующих еще идей должны представить экспериментальное подтверждение своих представлений.

Озерные ЖМ конкреции лишь отчасти отличаются по характеру биологического компонента: это могут быть не только микробиота, но и диатомовые водоросли. В условиях водной среды так же могут проявляться и наложенные процессы окристаллизации частей и полностью конкреций. Выдающийся пример репликации, скорее по техногенным биологическим продуктам — древесине, дают конкреции оз. Сегозера. Это означает, что конкреции подобного типа практически можно вполне выращивать в таких озерах, возможно даже, что это может оказаться экономически выгодно и технический подходяще. Вместе с тем, минерализация древесины указывает на исключительно быстрые скорости роста конкреций путем репликации биологической матрицы, может быть в годы, в крайнем случае — десятилетия. Вполне можно проверить экспериментально и образования конкреций по комку из диатомовых водорослей, кускам древесины, соответственно помещаемых в озерный ил. Установлено формирование конкреций из скоплений диатомовых водорослей, как в озерных, так и в морских условиях, причем четко показывается минерализация их путем замещения, что вызывает серьезные сомнения в справедливости представлений о формировании конкреций вследствие осаждающей деятельности бактерий. Весьма важными также являются своеобразные преобразования замещенной биоты конкреций в уплотненные массы, отличающиеся окраской и почти окристаллизованные. В конечном счете, этот процесс охватывает всю конкрецию. В результате такого процесса не сохраняются для наблюдения какие-либо признаки присутствия биоты. Конечно, весь этот процесс можно рассматривать как диагенетический, но понятно, что он охватывает только конкреции, а не вмещающие илы, которые остаются без каких-либо признаков литификации. Поэтому именно конкреции являются не только участками концентрации рудных элементов, но и прогрессирующего уплотнения, окристаллизации по сугубо внутренним причинам. Поэтому только их и можно считать собственно диагенетическими, т.е. ориентированными на литификацию, а вмещающие илы не подвержены этому процессу. Он, очевидно, обеспечивается реакциями взаимодействия иловых вод с органическим веществом конкреции в общем виде и затем интенсивным окислением возникших продуктов реакции.

В морях и краевых частях океанов процессы образования различных конкреций имеют заметное распространение. Достаточно широкое и детальное изучение ЖМ образований в Балтийском море и даже опытная эксплуатация позволили получить довольно много данных, причем по разным обстановкам — от мелководных, в десятки метров, до относительно глубоководных — в первые сотни метров. В мелководных конкрециях обычно присутствие остатков как эвкариотных, так и прокариотных организмов. Естественно, все они минерализованы, но в разной степени. ЭДС по зонам концентрически-зональной конкреции показал заметные изменения состава даже в соседних зонах. Соответственно это показывает, что анализ конкреции в целом есть некая интегральная цифра, весьма далекая от реальной последовательности изменения состава зон. Развитие минерализации должно изучаться путем анализов отдельных зон в их последовательности.

В более глубоководных частях моря, уже в бескислородных условиях, формируются конкреции с карбонатами марганца. Хотя уверенных данных по этой минерализации нет, но, скорее всего, и здесь минерализуются органические остатки.

По сути, в Карском море минерализация также происходит по скоплениям диатомовых водорослей или разной микробиоты.

Конкреции Черного моря естественно отличаются по характеру биоты в них от конкреций северных морей. Здесь роль диатомовых водорослей явно играют кокколитофорида, что, видимо, обусловлено иными климатическими условиями Черноморского бассейна, отличными от се-

верных морей. Любопытен также факт захвата растущей конкрецией раковины, не являющейся ядром конкреции и аналогично минерализованной. Реально минерализуются и трубки червей. Соответственно и части конкреций содержат остатки минерализованной микробиоты. Таким образом, в зависимости от присутствующих органических остатков и реализуется ЖМ минерализация. Характерно, что аналогичная минерализация, например, трубок червей может быть и в более древних осадках, например, третичных.

Краевые части океанов — от ближнего шельфа до достаточно приличных глубин (вне подводных гор и котловин) также несут ЖМ минерализацию. Рассмотренные примеры достаточно специфичны и подчеркивают важность локальных условий. Так, в глубоком заливе Фейн Атлантики на значительных глубинах, более 150 м, формируются как оксидные, так и карбонатные марганцевые конкреции [363]. К сожалению, они слабо изучены, в частности, без заметного использования СЭМ, что не дает твердых оснований для оценок, но влияние присутствующих органических остатков представляется достаточно важным.

Почти единственный пример развития в четвертичных отложениях ЖМ оолитов (онколитов) известен на шельфе Камеруна [383]. Исследователи этого феномена полагают, что оолиты сформировались в прибреговых мангровых болотах и затем были переотложенный в верхней части шельфа. Однако, в подобных современных болотах они не образуются. Подавляющая часть оолитов считаются фекальными пеллетами, окруженными несколькими тонкими концентрическими оболочками, а наблюдения с помощью СЭМ подтвердили присутствие в оболочках минерализованных цианобактерий. Источник минерализующих иловых вод достаточно определенно связывается с поставками реками, размывающими молодые вулканические постройки, хотя возможно участие и продуктов выветривания докембрийских комплексов. Тем не менее, остается еще много вопросов о причинах формирования таких оолитов и, прежде всего, поиск их современных ареалов формирования.

В глубоководном (до 3 км) Панамском бассейне — периферии Тихого океана марганцевые оксидные микроконкреции и карбонатные корки присутствуют в различных илах, причем обычно существенно биогенных [443]. Микроконкреции в верхних частях разреза должны содержать органические остатки, которых много во вмещающих илах, но такие микроконкреции не изучены в СЭМ. Карбонатные марганцевые корки сформированы в слое осадков на глубинах более 1,5 м, причем, возможно, с участием микробиоты. Характерно присутствие структур типа ботриодальных, но, возможно, микробиальных.

Решение проблемы образования рудных оолитов и различных конкреций исключительно важно для марганцевых железомарганцевых руд, собственно, как и для фосфоритов и железных руд. Вообще, замещение оолитов рудным веществом — наиболее характерный процесс в такой ситуации. Недавнее изучение некоторыми из авторов настоящей работы фосфоритов о. Рождества в Индийском океане [319] показало хорошие примеры замещения оксидами марганца фосфатных оолитов, видимо, в миоценовое время. По сути, здесь мы имеем пример двухэтапной репликации — вначале карбонатных оолитов фосфатом, а затем последних — марганцем. Во всяком случае, сейчас нет никаких оснований считать мелководные морские оолиты изначально минерализованными образованиями, скорее это продукты последующего замещения карбонатных или иных оолитов. При этом совершенно не может отрицаться идея о важной роли микробиоты для формирования собственно концентров оолитов. Однако, все-таки сами условия возникновения оолитов-пизолитов еще требуют расшифровки.

Принципиальным для сравнительно мелководной марганцевой и железомарганцевой минерализации является развитие процесса замещение (репликации) органических остатков. Как показано в настоящей работе, производилось микрозондовое определение содержаний марганца и железа в органических остатках, слагающих самые разные рудные образования, с разным составом органических остатков — от бактериальных до эвкариотных. И всегда в них устанавливались повышенные содержания марганца и/или железа.

При этом практически всегда анализ устанавливал присутствие и других компонентов: кремнезема, кальция, калия, бария и т.д. Таким образом, создалось устойчивое представление, что рудная репликация не полностью замещает вещество органических остатков, даже с учетом вероятного развития криптомелана и подобных минеральных форм. Карбонаты марганца кажут-

ся более полно замещенными, чем при оксидной минерализации, но весьма частое присутствие кальция в родохрозите или манганокальците может быть обусловлено присутствием части кальция исходных карбонатных раковин.

Принципиально важно, что минерализация преимущественно проявляется в конкрециях. Если она определяется замещением органических остатков, то конкреции следует рассматривать как определенные скопления соответствующих органических остатков. И действительно, если органические остатки равномерно распределены в иле, то в рассматриваемом варианте весь осадок был бы несколько обогащен рудными компонентами и основы для появления конкреций не было бы. Естественно, если справедлива развиваемая точка зрения. Поэтому в принятом варианте следует рассматривать конкреции, прежде всего, мелководные озерные и морские, как относительно обогащенные органическими остатками участки осадков дна.

Только локальная марганцевая минерализация участками в коре выветривания массива карбонатитов на Сибирской платформе практически не показала присутствие нерудных примесей. Имеются ли в данном случае химически отложенные оксиды марганца, сказать однозначно невозможно, поскольку их выделить исключительно трудно, а мелкие частицы могут быть скоплениями по микробиоте. Именно потому, что не всегда удается наблюдать без травления реальное присутствие микробных форм, приходится быть осторожным в обосновании минерализации глинистых и других весьма мелких частиц. Кроме того, если бы свободно отлагались частицы оксидов марганца в илах, то они были бы по всей площади развития илов, а не только в конкрециях. Концентрация минерализации в конкрециях в принципе означает, что для нее там только и создаются благоприятные условия. И если мы видим в конкреции органические остатки, замещаемые оксидами или карбонатами марганца/железа, то это несомненный элемент благоприятности. Возможно, для этого нужны и какие-то количественно предельные значения присутствия таких остатков. Изучение замещения спикул губок в отраженных электронах показало, как предельно точно, с развитием в различных частях стенок спикул разных минеральных форм, идет процесс репликации. При этом границы между рудными и нерудными частями, между разными минеральными фазами совершенно четкие, определенные, нет никакой расплывчатости, неравномерности. Это означает только жесткую predeterminedность реакций в зависимости от конкретного состава материала замещения. Серьезное подтверждение принятой концепции придают данные по именно такой минерализации. Учитывая все сказанное, следует полагать, что абсолютно главный, если не единственный процесс минерализации и обусловлен взаимодействием относительно свежей мортмассы и иловых растворов.

Возможно, несколько иная ситуация характерна для сравнительно относительно более глубоководных ЖМ образований, как в пределах узких заливов, так и в довольно глубинных районах океанов. В первом случае отчетливо совмещено вначале образования оксидных, а затем — более крупных карбонатных конкреций, состоящих из серии оксидных конкреций и заполняющего марганцевого карбоната с примесью терригенных частиц и раковин. И если оксидные конкреции имеют зачатки концентрически-зонального сложения, то карбонатные — абсолютно массивные. Отсутствие детального изучения в СЭМ не дает оснований к серьезному анализу. Можно лишь полагать, что развитие карбонатных конкреций связано как-то с усилением биогенной седиментации, поэтому более восстановительной обстановке в илах. Источником марганца при этом могли быть не только продукты выветривания прилегающей суши, а и поступление термальных флюидов, поскольку конкреции некоторых районов обогащены As, Sr, Pb, P, Zn.

Наиболее глубоководные карбонаты марганца установлены в Панамском бассейне Тихого океана, что указывает все-таки на относительное значение глубин. Естественно, это не обстановки подводных гор, хотя глубины далеко не меньшие. А результат иной, в том числе и потому, что минерализация развивается не вблизи поверхности осадков, а на заметной глубине в них. Здесь отчетливо демонстрируется серьезная зависимость характера минерализации от особенностей седиментации, и ни в коей мере — от будущей литификации.

На основе изучения сравнительно мелководных оксидных ЖМ конкреций озер, морей представляется, что их образование лимитируется двумя определяющими факторами: достаточным обогащением иловых вод необходимыми компонентами и наличием определенных концентраций остатков разной биоты. Поскольку оба этих фактора достаточно независимы друг от друга,

лишь их совпадение и определяют появление ЖМ конкреций. Хотя высказано немало предположений о причинах поступления минерализующих компонентов в иловые растворы, все же необходимы специальные исследования в этом направлении. Не менее важно проведение экспериментов по взаимодействию мертвой биоты и аналогами иловых минерализованных растворов, подобных тому, что сделано для фосфоритов [311].

Следующий возрастной этап ЖМ минерализации — третичное время — один из наиболее значительных, продуктивных, особенно в Европе и на востоке Азии, когда сформировалась серия крупных месторождений. В рамках рассматриваемой проблематики все они характеризуются относительно мелководными фациями осадков. Именно поэтому сравнительно часто присутствуют и переотложенные рудные обособления, часты и рудные оолиты, пизолиты. Но практически отсутствуют полосчатые руды и тогда, когда имеются рудные и нерудные прослои. Собственно рудные обособления всегда включают прокариотные или эвкариотные органические остатки, подверженные ЖМ репликации. При заметном окислительном выветривании хорошо проявляется процесс окристаллизации замещенных органических остатков. Оолиты — пизолиты не аналогичны четвертичным океаническим, но ближе к озерным и морским конкрециям и скорее образованы по микробиальным формам. Карбонатные руды, видимо, всегда первичные, а оксидные часто могут быть продуктами окисления карбонатных, в частности, при перемывах, попадании в мелководные условия. Источником рудных элементов обычно, вероятнее всего, являются иловые воды осадков, которые и взаимодействуют с органическими остатками. Понятно, что при взаимодействии с иловыми растворами возникают твердые продукты, но вопрос заключается в том — можно ли это рассматривать как диагенетический процесс, имея в виду, что это процесс превращения осадка в породу, хотя осадок еще далеко не литифицирован. Конечно, прибавление слова — ранний дает уже некоторые различия, но природа литификации породы и конкреции все-таки явно разные.

Важным фактором стало изучение фосфоритов, непосредственно ассоциирующих в рудных телах с марганцевыми рудами на Чиатурском месторождении. Отчетливо стала ясной общая модель их формирования — по органическим остаткам, вполне отвечающая их очень тесной ассоциации. Соответственно и другие известные примеры тесной ассоциации фосфоритов и марганцевых руд стали вполне понятными. С другой стороны — никакого сходства с мелководными корками или конкрециями не просматривается.

Несомненно, симптоматично выявление марганцевой минерализации в третичных строматолитах Таманского и Керченского полуостровов. В отличие от раннепалеозойских-докембрийских, здесь установлена минерализация не собственно ламинных строматолитов, а рассекающих их, соответственно более поздних прорастаний. Хотя у авторов настоящей работы нет единого мнения о происхождении таких структур, все же очевидно, что эта ситуация характеризует особую форму развития процесса строматолитообразования. И, конечно, такая репликация — только по последующим образованиям, не затрагивающая ламинные строматолиты, дает ясные подтверждения репликации по относительно недавно отмершим организмам, не отражаясь в более ранних формах, уже литифицированных.

Мезозойский рудогенез, видимо, играет меньшую роль в формировании крупных объектов, хотя месторождение Грут-Эйландт в Австралии довольно крупное, известно интересное месторождение в Венгрии. Последнее, кстати, подобно месторождениям в синие КНР. Дискуссия относительно месторождения Грут-Эйландт показательна. Оолито-пизолитовые руды его часто окислены с развитием структур окристаллизации, что указывает на начальные преобразования. Что касается природы оолитов-пизолитов — то, скорее всего, они образованы микробиальными остатками, возможно, с участием и эвкариотных форм.

Установление в составе георгиевской свиты Западной Сибири замещенных марганцем строматолитов и онколитов еще раз подтверждает широкий диапазон развития таких образований. Соответственно теперь можно полагать, что такие ситуации далеко не случайны и, вероятно, еще не раз будут обнаружены подобные образования в разновозрастных отложениях.

Мезозойские коры выветривания на разных субстратах в пределах Сибирского кратона показывают нестандартные характеристики, отличные от кор выветривания более молодого возраста. Кора выветривания известного золоторудного месторождения Олимпиада, обусловленная в



значительной части выветриванием в разной степени углеродистых сланцев, содержащих всего до 1% марганца, оказалась существенно обогащенной им, но он преимущественно сконцентрировался в заполняющей массе между обломками исходного субстрата, а не в виде конкреций и подобных образований. А обусловлено это, видимо тем, что масса между обломками сложена микробиотой, которая собственно и реплицирована оксидами марганца. Это вполне соответствует материалам по образованию бокситов в корах выветривания, где развитие микробиоты вполне обычно, как и репликация каолинитом или гиббситом этих остатков [316]. В целом же данные по корам выветривания месторождения Олимпиада — одно из весьма убедительных подтверждений значительной роли репликации по биологической матрице, как важного процесса перевода в осадок марганца. Такое заметное развитие микробиоты может быть отчасти обусловлено существенно углеродистым составом выветривавшихся пород.

Продукты выветривания карбонатитов Чуктуконского массива показывают исключительно высокие содержания марганца, что опять, вероятно, связано с весьма широким развитием микробиоты и незначительном присутствии в исходных карбонатитах кремнезема, алюминия и других компонентов. Участками содержания марганца, и отчасти железа, видимо, превышают 90%. Такая ситуация казалось бы парадоксальной, но с позиций, которых придерживаются авторы монографии, именно так и должно быть, учитывая исключительное доминирование микробиальных остатков в составе продуктов выветривания карбонатитов. Что касается марганца и железа, то какие-то их соединения были в составе карбонатитов. И опять мы не видим образования локальных сферических конкреций, но значительных минерализованных масс, возможно, занимающих большие площади. Представляется исключительно интересным проверить на значительно большем материале реальное распределение ЖМ минерализации в массиве, тем более, что значительные участки там будет составлять и фосфатно-редкометалльная минерализация.

Палеозойское ЖМ оруденение достаточно заметно в истории Земли, но оно явно отличается от кайнозойского и мезозойского, прежде всего, характером, структурой, морфологией рудных тел, за исключением, конечно, строматолитовых структур.

Пермская минерализация Улутелякского месторождения дает пример преимущественного развития того типа строматолитов, что установлен на Таманском и Керчинском полуостровах. Здесь мы также имеем совмещение ламиных строматолитов и пронизывающих их последующих форм, которые собственно только и минерализованы. Столь мощное развитие строматолитов на этом месторождении, возможно, обусловлено тем, что пермские отложения этого района несут явные признаки значительной климатической аридности и высокой засоленности. В этих обстановках широкое развитие строматолитов вполне объяснимо, как и присутствие редких остатков остракод и т.д. Несомненно, что и в таких условиях репликация по биологической матрице является вполне характерной. Однако, возникает небольшая проблема — определения этого процесса в терминах, поскольку он происходит уже в практический твердой среде, исключая пронизывающие прорастания. Можно ли и такой процесс называть диагенетическим? Видимо, все-таки следует отличать процесс превращения осадка в породу от процесса локальных преобразований в этом, еще рыхлом осадке. Конечно, и в этом случае минерализация обусловлена воздействием минерализованных растворов, проникающих сквозь плотные породы, возможно, по тем же путям, по которым развивались пронизывающие биологические формы. Таким образом, скорее мы здесь имеем дело, по сути с подземными водами, вероятно, поступавшими с подземным стоком.

Заметно иной характер носит оруденение в Аккермановском месторождении, где явно доминируют в первично карбонатной фации остатки эвкариотных организмов. При этом минерализуются только эти остатки, а не матрикс. Соответственно, чем больше таких остатков, тем будет богаче руда. Репликация по биологической матрице представлена превосходно. И совершенно иной характер имеют брекчеевидные руды — здесь напротив минерализуется заполняющая масса, существенно микробиальная. Определенное окисление карбонатных руд приводит, как обычно, к окристаллизации.

Руды Усинского месторождения представляют еще одно доказательство развития марганцевого оруденения по органическим остаткам, поскольку хорошо устанавливается прямая связь между их количеством и качеством руды. Присутствие органических остатков в этих рудах бы-

ло известно давно [213, 214, 274, 275], однако, этому не придавалось серьезного значения. Сейчас же поражает разнообразие органических остатков в рудах, прежде всего, микрофоссилий. Может быть и поэтому просматривается связь марганцевого оруденения и фосфоритов, которые по простиранию сменяют друг друга.

Карбонатные железомарганцевые кембрийские строматолиты Каратауского фосфоритоносного бассейна, конечно, интересны, в том числе и совмещением в реплицирующей карбонатной минерализации как железа, так и марганца совместно.

Докембрийские месторождения КНР представляют практически абсолютные доказательства массового развития в рудах остатков различных микроорганизмов, соответствующее и обогащение руд ОВ, керогеном. И хотя китайские специалисты не говорят о репликации по биологической матрице, реально проявлена именно она потому что, чем больше этих остатков, тем богаче руда, а строение замещенных марганцем остатков сохраняется превосходно в тонких деталях. Синхронность и взаимные переходы марганцевого и фосфоритового оруденения так же хорошо проявлены, особенно в синийских отложениях. Конечно, интересно, что во всех случаях рудность связана с высокоуглеродистыми черными сланцам. Совершенно понятно теперь, что если иловые воды таких осадков будут обогащены рудными компонентами, то появление рассматриваемой рудной минерализации вполне возможно.

Докембрийское оруденение группы Пенанга, Индия рассмотрено из-за присутствия своеобразных структур, прежде всего, микрооидов, природа которых не выяснена, но некоторые различия поразительно похожи на подобные образования в рудах Чиатури. Участками значительное присутствие керогена скорее свидетельствует в пользу их первично биологической природы.

Марганцевоносные строматолиты Ботсваны (абс. возраст слоев около 2 млрд лет) были первым примером минерализации строматолитовых построек и подтверждают, что протерозойские особенности минерализации вполне адекватный фанерозойским.

В сложном соотношении проявления различного выветривания: от частичной раскристаллизации до формирования продуктов кор выветривания в рудах месторождений Габона, тем не менее фиксируются во всех случаях остатки минерализованной микробиоты, что вполне соответствует развиваемым положениям. Весьма любопытны полученные данные по характеру форм обособления литиофорита: в одних случаях он образует формы, подобные моткам ниток, бухтам веревок. С другой стороны, он же представлен отчетливыми кристаллическими, конусовидными обособлениями. Если образование последних — относительно понятно, то считать первые неорганическими продуктами — трудно даже предполагать. Следовало бы изучить формы выделения литиофорита специально.

Для руд месторождения Маматван в пределах области Калахари, конечно, было важно установить признаки первичного характера руд, учитывая их значительную степень метаморфизма, отчасти окисления. Видимо, это удалось, и мы можем считать, что и такая мощная древняя ЖМ минерализация образована по принципу репликации по биологической матрице.

Очень важной проблемой, как отмечалось, является определение источника минерализующих растворов. В большинстве рассмотренных случаев — это иловые, поровые воды соответствующих осадков. Определение источника поступления железа и марганца в иловые растворы не является задачей настоящего исследования, поскольку решается совершенно другими методами и соответственно не рассматривалась. Поэтому мы ограничимся лишь некоторыми общими замечаниями. Конечно, источником поступления могут быть продукты выветривания прилегающей суши, процессы синхронного вулканизма, термальные источники, продукты которых поступают в толщу илов из разломов и т.п. При этом, остается неясным, обеспечивает ли обогащение наддонной воды необходимыми компонентами для миграции их в донные илы? Возможен также подземный сток с суши в бассейны, а также вероятен вариант поступления флюидов из перекрытых осадками вулканических пород за счет их гальмиролиза. Показателем таких поставок может быть присутствие в образующихся продуктах повышенных содержаний никеля, кобальта и других компонентов, характерных для основных вулканических пород.

Завершая анализ и обобщение полученных данных для первой части работы, можно отметить, что эти данные по ЖМ минерализации в период от почти архейского времени до современной эпохи, в условиях от обстановок кор выветривания до типично морских и океанических (ис-

ключая глубоководные корки и конкреции) говорят о вполне определенных закономерностях минерализации: она происходит по относительно свежим различным органическим остаткам — недавно образованной мортмассе, путем тонкого замещения (репликации) ее с сохранением особенностей детального строения. По сути различия между рудами наиболее глубоко определяются тем комплексом органических остатков (прокариотных и/или эвкариотных), который доминирует и это можно установить обычно только с помощью СЭМ. Соответственно, это зависит от условий, существующих в конкретном бассейне, регионе, области — именно поэтому в конкрециях одного и того же озера с различных участков могут быть разные комплексы организмов, подвергающиеся минерализации. Принципиальным для оценки относительного качества руд является определение степени доминирования биоты в объеме руды и ее репликации. Отчасти это можно оценивать и путем определения ОВ или керогена.

На данной стадии изучения большую роль играют отложения с остатками микробиоты, они просто встречаются чаще как объект минерализации. Соответственно они и наиболее перспективны для специального изучения. Поэтому все сказанное означает, что углеродистые толщи должны тщательно изучаться.

Вероятно, с мезозоя, уверенно — с начала кайнозоя, в комплексах с ЖМ минерализацией важную роль начинают играть оолиты-пизолиты, природа минерализации которых скорее микробиальная. Следует напомнить, что и для фосфоритов, а также железных руд оолиты-онколиты характерны, начиная с палеозоя. При этом для фосфоритов давно показана микробиальная природа таких структур. Соответственно и все эти виды минерализации имеют реплицированные соответствующим рудным веществом строматолиты.

Что касается конкретных районов рудонакопления, то они могут варьировать от ситуации подводной возвышенности до мелководных участков у континентов со слабым терригенным сносом. Вполне обычны переотложенные фации.

Конечно, все более вырисовывается значительная близость, аналогичность формирования фосфоритов, марганцевых и железных руд, бокситов и некоторых других видов руд, поскольку, скорее всего, отложение этих элементов основывается на существенно близких моделях. И это позволяет впервые рассматривать совершенно неожиданные проблемы, которые возникают из этой близости, ранее даже не предполагавшиеся: конкуренцию за доминирующее отложение. Ситуация в Чиатурском месторождении, некоторых месторождениях КНР, Усинском месторождении и, возможно, в других, где еще не выявлены фосфориты, заставляет искать причины и условия таких взаимоотношений. Естественно, все решается составом иловых вод осадков. Если иловые воды не обогащены марганцем и железом, то при значительном содержании быстро поступающих органических остатков, будут образовываться фосфориты, фосфат для которых будет накапливаться за счет распада, прежде всего, мягких тканей организмов. Интенсивное поступление ЖМ компонентов наполнит иловые растворы этими элементами и оттеснит фосфат от реплицируемой массы органических остатков. Таким образом, решение проблемы формирования рудной нагрузки иловых вод имеет очень важное значение для решения проблем рудообразования.

Другая сторона проблемы — это отчетливое понимание исключительной роли жизни на планете для формирования ее осадочных рудных концентраций. По сути это означает, что жизнь и создала условия для рудообразования, конечно, во взаимодействии с природными факторами, стала таким самостоятельным фактором.

Особая ситуация присуща проблеме формирования глубоководных корок и конкреций океанов. Мы привели описания двух, по сути месторождений конкреций и корок, наиболее полно до сих пор изученных, из числа известных, а также небольшую дискуссию по проблеме их формирования. Конечно, глубоководные корки и конкреции вполне специфичны, в том числе, если судить по самому характеру рудного вещества, более, так сказать, рудного облика и состава, чем конкреции озер, морей и суши. Многолетние их исследования преимущественно обзорного характера создали их вполне определенный образ в умах исследователей. И только сейчас, когда их изучение перерастает в поисково-оценочную стадию, следует более тщательно разобраться с проблемой образования для объективного направления и поисковых, и добычных работ. Именно поэтому и следовало бы специально сосредоточиться на этой проблеме, которую можно толь-

ко решать на основе абсолютно объективного рассмотрения, без предубеждений, отвечая на все сложные вопросы. В работе и сделаны некоторые шаги именно в таком направлении.

Теперь можно подвести некоторые итоги. Выполненное исследование показало, что практически нет оснований рассматривать марганцевую и железомарганцевую минерализацию как образованную непосредственным отложением, кристаллизацией из наддонной воды или из почвенных, иловых растворов. Во всех случаях мы имеем дело с замещением, причем заметно различающимся в разных ситуациях.

В мелководной ситуации, которая характерна для подавляющей части соответствующей минерализации, спектр образуемых рудных концентраций довольно широк: различные конкреции, часто концентрически-зональные, с отчетливым стремлением к формированию сферичных тел, но фактически меняющих форму от условий среды. Они могут иметь безрудное ядро, но могут и не иметь. При росте могут захватывать органические остатки — раковины. По мере роста конкреций состав ЖМ минерализации в концентрациях меняется и часто весьма заметно. Поэтому химические анализы в целом конкреций дают некоторую обобщенную картину, не позволяющую оценить развитие процесса во времени. Анализы же отдельных концентров показывают изменения концентраций всех компонентов от одной зоны к другой. Это может быть связано не только с изменением во времени концентраций в иловых растворах, но и вариациями состава концентров, в том числе и по присутствию органических остатков. Оксидные конкреции формируются в верхнем окисленном слое илов. Карбонатные — только в восстановительных условиях, в том числе и в слое илов.

В гипергенных условиях ситуация с формированием ЖМ конкреций аналогичная, при этом очевидно, что необходимая минерализация поступает из нижних уровней, с подтоком подземных вод, хотя бы и обусловленных поступлением из дождевых и подобных источников. Соответственно развитие минерализации в принципе происходит так же, как в мелководных морских и озерных условиях.

Значительно менее ясны конкретные условия формирования оолитов и подобных форм, характерных для мезо-кайнозойской минерализации. Нет никаких свидетельств формирования их непосредственно путем кристаллизации или тем более — седиментации. Если справедливы представления об образовании их в результате микробальной деятельности, то их ЖМ минерализация может возникать только путем замещения, скорее всего, карбонатных или фосфатных оолитов. Такие наблюдения действительно есть — но все же еще вопрос в том — всегда ли происходит именно так?

Широкое образование ЖМ минерализации путем замещения четко подтверждается развитием минерализованных строматолитов. За последние годы были открыты новые их местонахождения, но принципиально важно открытие в стандартных строматолитах, пронизывающих почти под прямым углом к ламинности столбчатых ветвящихся форм, которые собственно и минерализованы. Такая ситуация не была до сих пор описана в литературе и отчасти поэтому вызывает разные объяснения. Однако, совершенно очевидна избирательность минерализации — исключительно только таких прорастаний. Симптоматично, что значительная часть руд Улутелякского месторождения именно подобного сложения.

Для палеозойских руд наиболее полно проявляется соответствие между масштабами присутствия органических остатков и богатством руд. Это определяет развитие оруденения по массовым скоплениям органических остатков, что резко отличает от собственно конкреционных руд, когда оруденение локализуется преимущественно в конкрециях, количество которых на массу породы, как правило, редко превышает 50% объема.

В корях выветривания ситуация зависит от характера субстрата. Если выветриваются уже минерализованные породы, особенно карбонатные марганцевые руды, развиваются обычные процессы окисления. При этом руды подобных кор выветривания, в конечном счете, могут состоять из минерализованной микробиоты, т.е. собственно это аналоги бокситов. Если такие руды сравнительно слабо затронуты выветриванием, то изменения могут проявляться только в окристаллизованности отдельных участков, в том числе и минерализованных органических остатков. Особенно удивительна роль литофорита в окисленных разностях. С одной стороны, он образует формы, явно похожие на микробальные — клубки нитей и т.п., с другой, типичные клиновид-

ные кристаллы. Несомненно, эта проблема заслуживает специального изучения, так как может отражать разные преобразования.

Особая ситуация с развитием кор выветривания по породам, содержащим сравнительно незначительные количества марганца и железа. Здесь формируются практически стандартные конкреционные формы, но возможно и образования участков широкого развития минерализации, ограниченных лишь оруденением иного характера, причем минерализация почти мономинеральная. Крайне важно детально изучить эту минерализацию, которая может стать весьма перспективной в промышленном плане. Она формируется на карбонатитах. Соответственно при выветривании карбонат легко и полностью разрушается, выносится и если марганец накапливается в остаточных продуктах, то он может не иметь сопровождающих компонентов. Конечно, проверка такой минерализации кажется совершенно необходимой.

Глубоководные корки и конкреции имеют определенную специфику. В работе представлена дискуссия об условиях их формирования и читателю ясны основные различия в подходах. Для конкреций как подводных гор, так и впадин океанического дна, образующихся в иловых осадках, существенных различий по условиям формирования с мелкоководными конкрециями нет. Они также считаются диагенетическими, формируются путем замещения, образуют концентрическую зональность и т.д. Проблема лишь в источнике рудного материала. Сомнительна возможность поступления с суши, удаленной иногда на тысячи километров. Поэтому реальна лишь возможность миграции из более глубоководных частей подстилающих образований и тут вероятность поставки продуктов гальмиролиза вулканитов соответствующего слоя кажется наиболее вероятной. Отличие от мелкоководных конкреций довольно существенные: в степени минерализации, даже внешнем облике рудного вещества, исключительно тонкости и выдержанности концентрической зональности и т.д. В принципе несопоставимы даже средние или преобладающие размеры — существенно большие для глубоководных. Все эти различия могут быть в значительной степени обусловлены разными источниками рудного вещества, способах поступления, характере минерализующих растворов. Однако, наиболее специфичны глубоководные ЖМ корки, строго говоря, почти не имеющие аналогов в мелкоководной зоне. И собственно реально противопоставляются две концепции — химического отложение из наддонной воды, с одной стороны, и из проникающих из глубоководных частей подводных гор флюидов, разгружающиеся вблизи границы скальных пород и океанической воды, естественно, преимущественно путем замещения всех компонентов, что разным образом оказались в области разгрузки флюидов. Это теоретическое противостояние требует экспериментальных подтверждений, прежде всего, для создания корок, включающих фрагменты фосфоритов и других пород. При этом нужно иметь в виду, что в завершающие этапы формирования корок, часть материала их верхних частей может отлагаться путем взаимодействия — аккреции с оксидами наддонной воды, имея в виду процесс каталитического воздействия на отложение новых порций рудного материала.

Из сделанного обзора должно быть ясно, что марганцевая и железомарганцевая минерализация достаточно специфична, реализуется в довольно узком спектре условий, причем в геолого-историческом плане подвержена определенным изменениям. В относительно мелкоководных условиях она достаточно близка фосфоритовой и железорудной, можно даже считать, что это образования одного генетического семейства. Глубоководные же формы не имеют близких аналогов. Как ни удивительно на первый взгляд, их аналогами в части конкреций могут быть только термальные процессы, при которых формируются концентрически-зональные агаты и многочисленные другие рудные и нерудные образования, типа конкреций фосфоритов в корках выветривания, в формировании которых роль растворов-флюидов абсолютна. Соответственно, глубоководные формы всегда формируются либо на подводных горах, основу которых составляют вулканические постройки, либо в глубоководных впадинах, где базальтовый слой находится относительно не глубоко и часты вулканические поступления. В относительно мелкоководных условиях заметная связь с прибрежными районами и подводными возвышенностями. Влияние вулканизма может быть непосредственным, но и через погруженные коры выветривания вулканитов. В геологической летописи, в основном, сохраняются относительно мелкоководные образования, значительно хуже — глубоководные. Довольно неоднозначная картина рассмотренного рудогенеза показывает необходимость не общего, а конкретного подхода к элементам этой картины. Следует надеяться, что дальнейшие, необходимые исследования пойдут по пути детализации и более полного изучения затронутых в работе вопросов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*Э.Л. Школьник*

Завершая знакомство с представленной работой, заинтересованный читатель может оценить, прежде всего, общую картину, получение которой была целью ее авторов. Это получение представлений о достаточно детальном строении различных типов разновозрастной марганцевой и железомарганцевой минерализации, устанавливаемых с помощью использования сканирующей электронной микроскопии, имея ввиду, что даже для некоторых крупнейших месторождений таких наблюдений просто не было, а во многих случаях они были незначительными, что можно видеть на примерах использованных данных из зарубежных источников. Главной целью был поиск тех особенностей рассматриваемой минерализации, которые могли бы приблизить к пониманию особенностей формирования, причем в сравнительном плане. Изучение нескольких сотен образцов неодинаковой степени минерализации из десятков месторождений и проявлений разных регионов мира, имеющих возраст от современного до протерозойского, по которым получено более 1500 оригинальных микрофотографий и несколько сотен энергодисперсионных спектров состава позволяет допускать довольно высокую представительность полученного материала для сделанных выводов. Теперь можно определить основные сравнительно обоснованные положения и пока еще невыясненные вопросы.

Главный итог можно определить как установление широкого распространения минерализованных различных органических остатков в производных разных типов железомарганцевой минерализации: от зон и кор выветривания до ЖМ образований в озерах, морях и прибрежных зонах океанов, как в современных обстановках, так и во всей геологической истории с момента существенного развития жизни в докембрии. Отмечается присутствие минерализованных организмов как эвкариотных, так и особенно прокариотных, что вполне соответствует их значительно большему распространению, особенно в верхних частях кор выветривания и илах различных водоемов.

Главная роль остатков организмов заключается именно в весьма эффективном, быстром и довольно полном, в конечном счете, накоплении путем замещения — репликацией по биологической матрице минеральных фаз до уровней концентрации, соответствующих иногда требованиям промышленности. При этом сохраняются даже тончайшие детали строения замещенных организмов, которые превосходно устанавливаются с помощью изучения в СЭМ, что и делает этот метод наиболее эффективным в рассматриваемом отношении. Этот процесс основан на свойствах только ушедших из жизни организмов, точнее их тканей, к таким реакционным взаимодействиям. Источником минерализующего материала являются, видимо, большей частью иловые воды, поскольку большей частью указанная минерализация происходит в илах дна. Такие процессы устанавливаются при формировании различных оксидных и карбонатных ЖМ конкреций в озерах, морях, минерализованных строматолитах, онколитах, оолитах, а так же и в гипергенных обстановках. При этом впервые установлены случаи, достигающие промышленного значения, минерализации типичных ламинных строматолитов, но не в них самих, а только массы их прорастающих организмов, т.е. явно более молодых прокариотных форм. Предложены разные объяснения этого феномена, но избирательность процесса несомненна. Кроме того, минерализуются и отдельные органические остатки — раковины, спикулы губок, фораминиферы, трубки червей и др. На примере минерализации спикул губок показано жесткое распределение минеральных фаз в строении стенок спикулы, при полном отсутствии минерализации в заполняющем пространстве внутри спикулы кальците. Устанавливается и минерализация массовых скоплений, главным образом, прокариотных остатков, характерная преимущественно для палеозойских и докембрийских отложений, которая приводит к формированию весьма крупных месторождений. И для них часто устанавливается прямая зависимость качества руд от количества прокариотных остатков, в том числе и по содержанию керогена, поскольку повышенные содержания  $S_{орг}$  для них очень характерны. Именно всем этим минерализация такого возраста принципиально



отличается от мезо-кайнозойской, для которой характерен конкреционный тип минерализации в разных проявлениях. При этом наиболее часты конкреции концентрически-зонального строения, оолиты, пизолиты, а также и переотложенные их фрагменты. Лишь для хорошо развитых кор выветривания также характерно массовое развитие минерализованных биоморфоз, при этом в корах выветривания карбонатитов по понятным причинам формируются исключительно богатые продукты выветривания, практически не содержащие иных компонентов, кроме железа и марганца. Изучение их может получить важные практические результаты.

В отдельную группу выделены глубоководные ЖМ конкреции и корки, развитые на подводных горах, гайотах и конкреции в илах глубоководных котловин, причем для них даны самые современные характеристики, представляющие результаты наиболее полного до сих пор изучения. Собственно корки практически почти не имеют аналогов в мелководных обстановках, а глубоководные конкреции заметно ближе к конкрециям из таких обстановок, хотя отличаются по ряду признаков, из которых наиболее заметный — значительно более высокая степень и характер самой минерализации, более четкая и тонкая степень концентрической зональности. Принципиальная особенность корок — их развитие исключительно в связи с коренными выходами на дне. Более ста лет такие корки и конкреции рассматривались, как образованные из наддоной воды и в результате диагенеза. В самое последнее время часть авторов настоящей монографии выступила с иной точкой зрения, в том числе на основе изучения в СЭМ корок, по которой основывается поступление минерализующих растворов — продуктов гальмиролиза вулканитов оснований подводных гор и в разрезах оснований подводных котловин, к поверхности дна, где преимущественно формируются путем замещения илов и коренных пород. Существование разных взглядов на происхождение этих образований и определило необходимость проведения небольшой дискуссии, чтобы прояснить читателям суть существующих представлений, их обоснованность. Лучше, чем соответствующие носители противоположных взглядов этого никто сделать не мог и право читателя самому убедиться в их обоснованности.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что марганцевые, железомарганцевые руды и соответствующая минерализация мелководных обстановок и кор выветривания входят в группу тех экзогенных полезных ископаемых, которые характеризуются присутствием биоморфных рудных компонентов — фосфоритов, бокситов и, видимо, значительной части железных руд. Для всех них характерна преимущественная концентрация рудного вещества путем репликации по биологической матрице. Именно поэтому нам удастся наблюдать те органические остатки, которые подверглись репликации, поскольку минерализация их сохраняет до тех случаев, когда происходят различные наложенные процессы. Для оксидной марганцевой и железомарганцевой минерализации, видимо, это интенсивный наложенный метаморфизм. Но установлено, что при сравнительно заметном близповерхностном окислении минерализованных органических остатков, происходит их окристаллизация с нарушением структур.

Соответственно поэтому вполне подобными оказались марганцевые руды и фосфориты Читатурского месторождения, исключительно сближенные в одном разрезе, что, конечно, хорошо согласуется с аналогичной моделью их образования. Практически теперь ясно, что лишь вариации в составе минерализующих иловых растворов определяют возникновения либо фосфоритов, или марганцевых и железомарганцевых руд. Об этом можно было догадаться и ранее, если учесть, что широко известны, начиная с архея, и давно описаны фосфатные строматолиты, как и позже установленные марганцевые и железомарганцевые строматолиты, охарактеризованные и в этой работе. Следует напомнить, что давно известны и железистые строматолиты в мощных железорудных комплексах, но месторождения железистых оолитов так же более характерны для мезо-кайнозойской эпохи. Теперь смена комплексов с фосфоритами по простиранию марганцевоносными толщами, как на Усинском месторождении или в некоторых синийских разрезах КНР, представляется вполне закономерной.

Таким образом, значительная часть марганцевой и железомарганцевой минерализации, естественно, мелководная, является закономерным элементом общего рудообразующего процесса в истории Земли, определяемого исключительной ролью биологического компонента, по сути жизнью, влияющей на планетарный экзогенный рудогенез. Без глубокого изучения и анализа

этих связей не могут быть поняты никакие закономерности размещения рудных концентраций в осадочной оболочке.

Все же определенная часть проблемы образования марганцевых, железомарганцевых концентраций не получила еще своего решения. Отчасти это связано с тем, что по некоторым месторождениям и проявлением изучено еще не слишком много конкретного материала, а для создания полной картины все-таки нужны более детальные, конкретные и более крупные исследования. Весьма интересно также получить и экспериментальные подтверждения процесса репликации, подобно тому, что выполнено для выяснения процессов фосфатизации остатков организмов, но с учетом и окислительно-восстановительных условий. Необходимо и решение общей проблемы репликации на уровне замещения наноблоков раковин, бактерий на такие же блоки соединений марганца, соответственно и фосфата, оксидов железа и т.д., которые сохраняют ультрамикроструктуру раковин, несмотря на замещение другим веществом. По сути, это уже физическая задача, которую одним геологам решить достаточно трудно. Весьма интересно также было бы продолжить изучение еще не затронутых или слабо затронутых изучением в СЭМ руд месторождений и проявлений подобной минерализации. Важно попытаться уяснить принципиальные возможности замещения терригенных компонентов соединениями марганца в формирующихся мелководных и гипергенных конкрециях. Не менее интересно попытаться экспериментально получить концентрически-зональные конкреции подобно тому, как получены такие конкреции малахита. Несомненно, следует изучить условия формирования состава иловых вод, их насыщение рудными компонентами.

Реализация этих исследований будет способствовать значительно лучшему пониманию не только марганцевого и железомарганцевого рудогенеза в поверхностной оболочке планеты, но и вообще аналогичного рудообразования, что позволит поставить поисковые работы на более доказательную основу.

### Список использованной литературы

1. *Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др.* Месторождения полезных ископаемых. ЗАО «Геоинформмарк», М., 1989. — 272 с.
2. *Авдонин В.В., Кругляков В.В., Пономарева И.Н. и др.* Полезные ископаемые Мирового океана. М.: Изво МГУ, 2000. — 159 с.
3. *Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.* Об особенностях формирования железомарганцевых конкреций и корок. Вестн. МГУ, сер. 4 геол., 2003, №5 — с. 31–39.
4. *Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.* Фосфатизация железомарганцевых корок гайтов Магеллановых гор (Тихий океан)//БМОИП, отд. геол., т. 79, вып. 6 — с. 39-45.
5. *Авдонин В.В., Кругляков В.В.* Металлогения Мирового океана. М.: Изд. МГУ, 2005. — 190 с.
6. *Авилов И.К.* Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. Тр. Гос. океангр. и-та, 1956, вып. 31 — с. 5–57.
7. *Алкин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964.
8. *Александров П.А.* Талассохимия кобальта. Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб, ВНИИ Океангеология, 1993. — С. 20–25.
9. *Александров П.А., Аникеева Л.И., Грамберг И.С.* Талассохимия марганца и океанский железомарганцевый рудогенез. Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. Ч. 1, СПб, 1995. — С. 143–156.
10. *Александрова О.А., Полуяков В.Ф.* Содержание и состав жирных кислот в железомарганцевых конкрециях и вмещающих их осадках Тихого и Индийского океанов//Океанология, 1995, т. 35, №5. — С. 691–699.
11. *Алексеева О.А.* Радиолярии в железомарганцевых конкрециях и вмещающих их осадках поля Кларифон-Клиппертон Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геология и геохимия железомарганцевых конкреций Мирового океана Л., ПГО «Севморгеология», 1988 — С. 68–72.
12. *Амиржанов А.А., Пампура В.Д., Пискунова Л.Ф. и др.* Геохимические типы железомарганцевых конкреций озера Байкал//Докл. РАН, 1992, т. 326, №3. — С. 503–534.
13. *Андреев С.И.* Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб, Недра, 1994, — 191 с.
14. *Андрусов Н.И.* Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907г.//Тр. Сиб. об-ва естествоиспытателей. 1907, т. 35, вып. 5 — с. 103–116.
15. *Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Из-во АН СССР, т. 1, 1961. — 687 с.
16. *Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С.* Скорость роста глубоководных океанических конкреций по потокам изотопов гелия и радиоактивных изотопов. Литол. и пол. ископ., 1997, №5. — С. 451–457.
17. *Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С.* Железомарганцевые конкреции Балтийского моря: состав, изотопы гелия, скорость роста. Литол. и пол. ископ., 2007, №3. — С. 267–272.
18. *Архангельский А.Д., Копченова Е.В.* К познанию химического состава железных руд. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- 18а. *Астахова Н.В., Введенская И.А.* Химический состав и генезис железомарганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря//Вулканология и сейсмология. 2003. №6. — С. 36–43.
- 18б. *Астахова Н.В.* Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей востока Азии. Владивосток. Дальнаука. 2007. — 244 с.
19. Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Тихого океана. Брно, 1985. — 214 с.
20. Атлас морфологических типов железомарганцевых конкреций Мирового океана. Брно, 1990. — 211 с.
21. *Базилевская Е.С.* Химико-минералогические исследования марганцевых руд. М.: Наука, 1976. — 95 с.
22. *Базилевская Е.С.* Железо-марганцевые конкреции на дне океана//Природа, 1983, №3. — С. 88–93.
23. *Базилевская Е.С., Сколтнев С.Г., Степанец М.И.* Железо-марганцевые корки океана — индикаторы среды рудоотложения//ДАН СССР, 1991, т. 321, №4. — С. 804–809.
24. *Базилевская Е.С., Степанец М.И.* Железо-марганцевые корки разломной зон Зеленого мыса//ДАН СССР, 1991, т. 317, №6. — С. 1430–1435.
25. *Базилевская Е.С., Сколтнев С.Н.* К вопросу о формировании вещественного состава железо-марганцевых корок океана//ДАН СССР, т. 337, №2. — С. 219–223.
- 25а. Бактериальная палеонтология. Учебное пособие. Палеонтологический институт РАН, М.: 2002. — 152 с.

26. Басов И.А. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле северо-западной Пацифики и их связь с геологическими событиями. Геол. дна Тих. океана и зоны перехода к Азиат. контин. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989. — 22 с.
27. Батури́н Г.Н., Дубинчу́к В.Т. Биоморфные ультрамикроскопические структуры в пелагических железомарганцевых конкрециях//Океанология, 1983, т. 23, №6. — С. 997–1000.
- 27а. Батури́н Г.Н., Дубинчу́к В.Т., Авилова Е.В. О минеральном составе железомарганцевых конкреций озера Байкал//Докл. РАН. 2009. Т. 426. №2. — С. 207–211.
- 27б. Батури́н Г.Н., Берсенев И.И., Гусев В.В. и др. Ультрамикроскопическое исследование строения фосфоритов со дна Японского моря//Докл. АН СССР. 1985. Т. 231. №5. — С. 1169–1172.
- 27в. Батури́н Г.Н., Дубинчу́к В.Т., Гранина Л.З. Минералогия и геохимия железомарганцевых конкреций озера Байкал//Матер. 18-й Междун. школы морской геологии. М., Наука, 2009.
- 27г. Батури́н Г.Н., Дубинчу́к В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Рижского залива//Океанология. 2009. Т.49. №1. — С. 121–130.
- 27д. Батури́н Г.Н. Железомарганцевые конкреции Рижского залива//Океанология. 2009. Т. 49. №1.
28. Батури́н Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986 — 302 с.
29. Батури́н Г.Н. Возраст и скорость роста железо-марганцевых конкреций. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. Наука, 1986. — С. 997–1000.
- 29а. Батури́н Г.Н., Каши́нцев Г.Л. Геологические исследования в 35 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» //Океанология. 1986. Т. 26. №5. — С. 87–873.
- 29б. Батури́н Г.Н. Исследование фосфоритов Японского моря//Вестник АН СССР. 1986. №6. — С. 116–122.
30. Батури́н Г.Н. О строении и составе железомарганцевых конкреций Черного моря//Литология и геохимия осадкообразования в приустьевых районах западной части Черного моря. М., Инст. океанологии АН СССР, 1987. — С. 93–98.
31. Батури́н Г.Н., Дубинчу́к В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. — 288 с.
32. Батури́н Г.Н., Рогинская Н.С., Раковский Э.Е., Кулигин В.М. О составе железо-марганцевых и сульфидных конкреций в осадках Балтийского моря//Океанология, 1988, т. 28, №3. — С. 478–481.
33. Батури́н Г.Н., Карабанов Е.Б. Состав железомарганцевых конкреций и корок озера Байкал. Тез. докл. 9-ой Школы мор. геол. М., ИОАН, 1990, т. 1. — С. 150.
34. Батури́н Г.Н. О поведении переходных металлов в поровых водах осадках Балтийского моря//Литол. и пол. ископ., 1991, №5. — С. 32–41.
- 34а. Батури́н Г.Н. Геохимия железомарганцевых образований дна Японского моря//Океанология. 1992. Т. 30. №2. — С. 278–287.
35. Батури́н Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. — 303 с.
- 35а. Батури́н Г.Н., Пересыткин В.И., Жегалло Е.А. Формы железомарганцевой минерализации на дне озера Байкал//Океанология. 2011. Т. 51. №3. — С. 494–504.
36. Батури́н Г.Н., Горшков А.И., Магазина Л.О. О строении и составе железомарганцево-фосфатных стяжений со дна Черного моря//Литология и полез. ископ., 2002, №4. — С. 431–442.
37. Баярунас М.В. Нижнеолигоценые отложения Мангышлака. Зап. СПб минерал. об-ва, 1912, Сер. 2.4.49. — С. 19–68.
38. Безруков П.Л. Железо-марганцевые породы в фосфоритоносной толще Каратау//ДАН СССР, т. XXX, №5, 1941. — С. 431–433.
39. Безруков П.Л. Стратиграфическое положение и возраст железо-марганцевых конкреций. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. — С. 82–90.
40. Беляева А.Н., Александрова О.А. Вариации состава липидов и алканов железо-марганцевых конкреций, связанные с их генезисом//Докл. РАН, 1993, т. 332, №1. — С. 66–69.
41. Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцевых месторождений//Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, №1. — С. 3–42.
42. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.-Л., Из-во АН СССР, 1946. — 315 с.
43. Блажчи́шин А.И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автор. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолог. минер. наук, ад, 1972. — 32 с.
44. Блажчи́шин А.И., Шишкин О.В., Лукашин В.Н. и др. Геохимический профиль Готландской впадины. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. — С. 115–130.
- 44а. Блажчи́шин А.И. Баланс Fe, Mn и P в Балтийском море//Геологическое строение и геохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1984. — С. 122–129.
45. Блажчи́шин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград, Янтар. сказ., 1998. — 160 с.

46. Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Лисицын А.П. и др. Железомарганцевые руды подводных гор океана //Изв. Ан СССР, сер. геол. 1987, №7. — С. 103–120.
47. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. — 229 с.
48. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые конкреции Карского моря//Океанология, 1994, т. 34, №5. — С. 789–800.
49. Богданов Ю.А., Куницын В.М., Шевченко В.П. и др. Современные потоки химических элементов из водной толщи в донные осадки озера Байкал//Океанология, 1997, т. 352, №1. — С. 100–104.
50. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Богданова О.Ю. и др. Низкотемпературные гидротермальные железомарганцевые минеральные фазы в металлоносных осадках поля ТАГ (Срединно-Атлантический хребет)//Океанология, 1998, т. 38, №1. — С. 114–121.
51. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции гайотов северо-западной части Тихого океана//Геохимия, 1998, №5. — С. 518–531.
52. Болтенков Б.С., Капитонов И.Н. Изотопы гелия и неона в глубоководных океанических конкрециях: свидетельства неравномерности роста конкреций//Геохимия, 1997, №7. — С. 750–756.
53. Борцовский Ю.А., Борисова С.Л., Попов Н.К. Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа//Тез. докл. V Всесоюзного симпозиума по стаб. изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ. 1974. — С. 207–209.
55. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Тимохина И.В. Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного маляхита. Синтез минералов, т. 1, Александров, «ВНИИСИМС», 2000. — С. 502–532.
56. Бурова Е.Г. Особенности геологического строения Аккермановского марганцевого месторождения на Южном Урале. Автореф., дисс. на соиск. уч. степ. к. г-мн. М., МГРИ, 1948. — 26 с.
57. Буткевич В.С. Образование морских железо-марганцевых отложений и участвующие в нем микроорганизмы. Тр. Мор. НИИ, 1928, т. 3, вып. 3. — С. 5–82.
58. Бухаров А.А., Вонг Х.К., Кузин В.С. и др. Геологическое строение подводного склона острова Большой Ушканий//Геология и геофизика, 1992, №1. — С. 22–29.
59. Быч А.Ф., Миртов Ю.В., Тарасова С.М. Марганцевое оруденение в рифейских отложениях Кузнецкого Алатау//Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 1. Томск, Из-во Томского университета, 1975. — С. 18–22.
60. Варенцов И.М. Некоторые вопросы геохимии Усинского месторождения (Кузнецкий Алатау)//ДАН, 1961, т. 138, №5. — С. 1175–1178.
61. Варенцов И.М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау. Осадочные руды железа и марганца. Тр. ГИНа АН СССР, вып. 70. Из-во АН СССР М., 1962. — С. 26–64.
62. Варенцов И.М. К геохимии олигоцена Южно-Украинского марганцеворудного бассейна (о распределении Mn, Fe, P, CO<sub>2</sub> и Соргов харьковских отложениях)//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. Вып. 97, 1963. — С. 73–164
63. Варенцов И.М., Базилевская Е.С., Белова И.В. и др. Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцево-рудного бассейна//Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. — С. 179–198.
64. Варенцов И.М. Геохимические аспекты формирования железомарганцевых руд в современных шельфовых морях//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. — С. 150–165.
65. Варенцов И.М., Блажчишин А.И. Железомарганцевые конкреции//Геология Балтийского моря. Вильнюс, Мокслас, 1976. — С. 307–348.
66. Варенцов И.М., Блажчишин А.И., Соколова Г.Б. Региональные вариации минерального состава железомарганцевых конкреций и корок Балтийского моря//Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. — С. 180–190.
67. Варенцов И.М. Месторождение Грут-Эйландт, Австралия//Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. — С. 66–83.
68. Варенцов И.М. Mn–Fe-гидрооксидные корки подводной горы Крылова: геохимия редкоземельных элементов, генезис. Тр. ГИН АН СССР, 1989, №436. — С. 194–209.
69. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И. и др. Процессы формирования Mn–Fe-корок в Атлантике: минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов, подводная гора Крылова//Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1990. — С. 58–78.
70. Варенцов И.М., Головин Д.И. Марганцевое месторождение Грут-Эйландт, Северная Австралия: К-Ar возраст криптомелановых руд и аспекты генезиса//ДАН СССР, 1987, т. 294, №1. — С. 203–207.
- 70а. Варенцов И.М., Столяров А.И., Ивлев Е.И. и др. К геохимической модели формирования раннеолигоценых марганцевых руд Восточного Паратетиса: Никопольское и другие месторождения Южно-Украинского бассейна//Геол. руд. месторожд. 1997. Т. 39. №1. — с. 9–69.

71. *Варенцов И.М., Музылев Н.Г.* Формирование гигантских марганцевых месторождений Восточного Паратетиса в свете главнейших геологических событий у границы эоцена-олигоцена//Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса, т. 1, 2000. Мат-лы к 1-му Всер. литол. совещ., М., Геос. — С. 141–145.
- 71а. *Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Дергачев А.Н. и др.* Основные черты геологического строения дна Японского моря. Владивосток. Дальнаука. 1978. — 264 с.
72. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965. — 374 с.
73. *Войновский-Кригер К.Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала//Сов. геология, 1945, №6. — С. 27–45.
74. *Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала), статья 1//Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, вып. 4., 1966. — С. 5–29.
75. *Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской структурно-фациальной зоны (Западный склон Полярного Урала), статья 2//Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, вып. 3–4. с.
76. *Волков И.И., Севостьянов В.Ф.* Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968.
77. *Волков И.И., Севостьянов В.Ф.* Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря//Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. — С. 134–182.
78. *Волков И.И.* К вопросу о механизме формирования железо-марганцевых конкреций в современных осадках. Геохимия, 1977, №7. — С. 916–923.
79. *Володин А.Г.* Геологическая деятельность микроорганизмов//Изв. АН СССР, сер. геол., №3, 1947. — С. 19–35.
80. *Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др.* Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. — 368 с.
81. *Воскресенская Н.Т., Цехоня Т.И.* Таллий в железомарганцевых конкрециях и осадках Черного моря. //Геохимия, 1980, №9. — С. 1396–1402.
82. *Вотинцев К.К.* Первичная продукция в Байкале и ее значение для биохимических процессов в озере. //Изв. АН СССР, сер. биол., 19761, №6. — С. 892–900.
83. *Вотинцев К.К.* Осадконакопление в озере Байкал//Вод. ресурсы, 1992, №6. — С. 51–58.
84. *Выхристюк В.А.* О поступлении и распределении основных химических компонентов в донных отложениях Байкала//Литол. и пол. ископ., 1977, №1. — С. 54–65.
85. *Выхристюк В.А.* Аморфный кремнезем в донных осадках Байкала//Литол. и пол. ископ., 1979, №1. — С. 43–52.
86. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. — 226 с.
87. *Геворкьян В.Х., Павлов А.В., Митин Л.И. и др.* Подводные исследования Каламитского поля конкреций с помощью глубоководного аппарата//ДАН УССР, серия Б, 1981, №1. — С. 6–9.
88. Геология Балтийского моря. Ред. Гуделис В.К., Емельянов Е.М., Вильнюс, Мокслас, 1976. — 384 с.
89. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. — 230 с.
90. *Герасимова Г.Н., Кружляков В.В.* Глинистые осадки — продукты коры гальмиролиза. В сб. «Комплексные геолого-геофизические исследования Мирового океана». Геленджик, 1988. — С. 34–36.
91. *Гецева Р.В.* Контроль химического обогащения карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения минералогическими методами// Сов. геология, 1947, сб. 27. — С. 96–100.
92. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1975. — 206 с.
93. *Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г.* Агаты. М.: Недра, 1987. — 368 с.
94. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. — 198 с.
95. *Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д.* Морская магнитометрия. М.: Недра, 1986. — 232 с.
96. *Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. и др.* Кристаллохимическая природа, минералогия и генезис Fe и Fe–Mn-образований гидротермального поля горы Франклин//Литол. и пол. ископ., 1992, №4. — С. 3–14.
97. *Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. и др.* Роль бактериальной деятельности в формировании гидротермальных Fe–Mn-образований северной части бассейна Лау (Юго-западная часть Тихого океана)//Изв. РАН. Сер. геол., 1992, №9. — С. 84–93.
- 97а. *Горшков А.И., Березовская В.В., Батулин Г.Н., Сивцов А.В.* Природа железомарганцевых корок с подводных гор Японского моря//Океанология. 1992. Т. 32. №3. — С. 542–549.
98. *Горшков А.И., Батулин Г.Н., Березовская В.В. и др.* Минералогия и генезис захороненных конкреций Балтийского моря//Докл. РАН, 1993, т. 330, №1. — С. 79–83.
99. *Горшкова Т.И.* Химико-минералогические исследования Баренцевого и Белого морей. Тр. Гос. океаногр. и-тута, 1931, вып. 2–3.
100. *Горшкова Т.И.* Осадки Карского моря. Тр. Всес. гидроб. о-ва, 1957, т. 8. — С. 68–99.
101. *Горшкова Т.И.* Химический состав грунтовых растворов Балтийского моря//ДАН СССР, 1957, т. 113, №4. — С. 863–865



102. Горшкова Т.И. Осадки Балтийского моря. Тр. ВНИРО, 1960, т. 42. — С. 42–51.
103. Горшкова Т.И. Донные осадки Балтийского моря и его заливов//Дельтовые и мелководные морские отложения. Из-во АН СССР, 1963. — С. 14–21.
104. Горшкова Т.И. Марганец в донных отложениях морей СССР//Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. — С. 117–135.
105. Горшкова Т.И. Биогеохимия современных осадков морей СССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. дг-мн., М., МГУ, 1970. — 50 с.
106. Горшкова Т.И. Грунтовые растворы Балтийского моря и Рижского залива. Химические ресурсы морей и океанов. М., Наука, 1970. — С. 67–78.
107. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. — 206 с.
108. Грамм-Осипов Л.М., Шульга Ю.М. Элементы баланса марганца в океанской воде//Геохимия, 1980, №8. — С. 1222–1228.
- 108а. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. Марганцевые корки на дне Японского моря//Океанология. 1975. Т. 15. №4. — С. 774–782.
109. Грамберг И.С., Александров П.А., Ершов Ю.П. Карбонатная система и гидрохимическая структура океана. Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. Ч. 1, СПб., 1995. — С. 115–126.
110. Гранина Л.З., Карабанов Е.Б., Пампура В.Д. Железомарганцевые образования в Байкале//Геогр. и природ. ресурсы, 1991, №3. — С. 89–96.
- 110а. Гранина Л.З., Грачев М.А., Карабанов Е.Б. и др. Аккумуляция биогенного кремнезема в донных отложениях Байкала//Геология и геофизика. 1993. Т. 34. — С. 149–159.
111. Гранина Л.З. Вертикальные профили концентрации железа и марганца в иловых растворах Байкала. //Геохимия, 1991, №10. — С. 1493–1500.
112. Гранина Л.З. Поступление осадочного материала в Байкал и процессы раннего диагенеза в донных осадках озера. Автореф. дисс. на соискание уч. степ. дг-мн. Иркутский лимнологический ин-т СО РАН, Иркутск, 2007. — 45 с.
113. Грибов Е.М. Улутелякское марганцевое месторождение (Башкирское Приуралье)//Геология рудных месторождений, 1972, №6. — С. 95–101.
114. Грибов Е.М. Марганец в отложениях регрессивной серии (Улутелякское месторождение). Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. — С. 137–139.
115. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов (индивиды). М.: Наука, 1975. — 339 с.
116. Григорьева Т.Н., Дубинина Г.А., Мороз Т.Н. и др. Минеральный состав оксидов Mn, синтезированных при участия микроорганизмов//Тихоок. геология, 1998, т. 17, №4. — С. 59–64.
117. Грязнов В.И. Материалы к геохимии и промышленной оценке Больше-Токмакского марганцевого месторождения//Вопросы геологии и минералогии осадочных формаций Украинской ССР. Науч. записки Днепр. Универ., 1960, №59. — С. 3–32.
118. Грязнов В.И., Селин Ю.И. Основные черты геологии Больше-Токмакского марганцевого месторождения (УССР)//Геология рудн. месторождений, 1959, №1. — С. 33–55.
119. Грязнов В.И. Генезис марганцевых руд Никопольского бассейна и методика прогноза морских осадочных месторождений марганца//Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. — С. 135–146.
120. Гурвич Е.Г., Исаева А.Б., Демина Л.В. и др. Химический состав донных осадков Карского моря и эстуариев Оби и Енисея//Океанология, 1994, т. 34, №5. — С. 766–775.
121. Гурвич В.И., Яковлев А.В. Железисто-марганцовистые корки и конкреции Карского моря. Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб, ВНИИ Океангеология, 1993. — С. 97–111.
122. Гурвич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. — 134 с.
123. Гурвич В.И., Яковлев А.В. Железо-марганцевые конкреции и корки западно-арктического шельфа. Полезные ископаемые континентальных шельфов. СПб, ВНИИ Океангеология, 2005. — С. 158–161.
124. Дворов В.И., Соколова Е.А. Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 2. Элизионно-энергетическая модель марганцевого рудогенеза//Литол. и пол. ископ., 1987, №1. — С. 28–41.
125. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений бассейна р. Лемвы//Новые данные по геологии Урала. Свердловск, 1987. — С. 26–40.
126. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Геолог., литол., стратигр. Свердловск, УРО АН СССР, 1990. — 206 с.
127. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. — 344 с.

128. *Димитров П.С., Стоянов А.С.* Железомарганцевые конкреции западной части шельфа Черного моря. Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Киев: Наукова думка, 1984, ч. 2. — С. 3-6.
129. *Додин А.Л.* Усинское месторождение марганцевых руд. Сов. геология, 1947. — С. 55–63.
130. *Дружинин И.П.* Фациальный контроль марганцевого оруденения Мангышлака и циклический тип строения разреза. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. — С. 190–200.
131. *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау-модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1970. — 194 с.
132. *Елень С., Коваленкер В.А., Сандомирская С.М. и др.* О роли микроорганизмов при образовании ассоциации минералов марганца в зоне окисления месторождения Банска Штявница (Западные Карпаты, Словакия). Роль минералогии в познании процессов минералообразования. М-лы годичной сессии МО РМО. М., 2007. — С. 184–190.
133. *Емельянов Е.М.* Мировой океан: ловушка для химических элементов. Наука и человечество. Межд. ежегод., 1991. — С. 178–187.
134. *Емельянов Е.М., Кравцов В.А.* О причинах повышенных содержаний мышьяка в Балтийском море и Вислинском заливе//Геохимия, 2007, №8. — С. 871–888.
135. *Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В.* Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1977. — 138 с.
136. *Ерохин В.Е., Кулешов В.Н.* Подготовка проб карбонатов марганца к изотопному анализу углерода и кислорода. Тез. докл. XV симпозиума по геохимии изотопов. М., ГЕОХИ РАН, 1998. — С. 89.
137. *Жамойда В.А.* Железомарганцевые конкреции: морфология и генезис. Геология подводного сектора Балтийского щита и Русской платформы, Финский залив. Ленинград, ВСЕГЕИ, 1989. — С. 70–83.
138. *Жамойда В.А., Григорьев А.Г.* Взаимосвязь между процессами конкрециеобразования и качеством природной среды в Финском заливе (Балтийское море). Полезные ископаемые континентальных шельфов. Санкт-Петербург. ВНИИ Океангеология, 2005. — С. 59–60.
- 138а. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Грачев М.А. и др.* Ураносодержащие фосфориты в донных осадках озера Байкал//Докл. РАН. 2001. Т. 279. №4. — С. 528–533.
139. *Журавлева И.Т., Волкова К.Н., Бондарев В.Н.* Казантинский атолл и история его развития (Керченский полуостров)//Среда и жизнь в геологическом прошлом. Аспекты эволюции организмов и среды. Наука, Сиботд., 1990. — С. 112–128.
140. *Заварзин Г.А.* К механизму осаждения марганца на раковинах моллюсков. ДАН СССР, 1964, т. 154, №4. — С. 944–946.
141. *Заварзин Г.А.* Литотрофные микроорганизмы. М.: Наука, 1972. — 324 с.
142. *Занин Ю.Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975. — 210 с.
143. *Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. и др.* Карбонаты марганца в георгиевском горизонте верхней юры Западно-Сибирской плиты//Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Сыктывкар, 2001. — С. 31–33.
144. *Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. и др.* Условия формирования и фации верхнеюрских марганценозных отложений Западно-Сибирской плиты. Мат-лы 3-го Всероссийского литолог. совещ. М.: Изд-во МГУ, 2003. — С. 348–351.
145. *Захарова Ю.Р.* Микроорганизмы, окисляющие железо и марганец в донных осадках Байкала. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол-мин. наук. Иркутск, 2007. — 30 с.
146. *Захарова Ю.Р., Парфенова В.В.* Метод культивации микроорганизмов, окисляющих железо и марганец в донных отложениях озера Байкал//Изв. РАН, сер. биол., 2007, №3. — С. 290–295.
147. *Захаров Ю.Д., Мельников М.Е., Худик В.Д. и др.* Новая находка поздне меловых аммоноидей (Cephalopoda) в осадках дна океанов//Тих. геол., 2003, №5, т. 22. — С. 51–57.
148. *Зейболд Е., Бергер В.* Дно океана. М.: Мир, 1984. — 320 с.
149. *Зыкин Н.А.* Геологические условия формирования и генезис руд Парнокского железомарганцевого месторождения (Полярный Урал). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. кг-мн. М.: МГУ, 2004. — 28 с.
150. *Каверина В.П., Леонова Л.В., Прибавкин С.В.* К вопросу о генезисе агатов. Кварц, кремнезем. Сыктывкар: Геопринт, 2007. — С. 306–308.
151. *Казьмин В.Г., Матвиеенков В.В., Разницын Ю.Н. и др.* Новые данные о породах Магеллановых гор (запад Тихого океана)//ДАН СССР, 1987, т. 296, №4. — С. 942–946.
152. *Калиненко В.В., Невеский Е.Н.* Железо, марганец, титан и другие элементы в мелководных осадках Белого моря. Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971. — С. 123–127.

153. *Калиненко В.В., Невеский Е.Н., Гризик Л.Г.* Формы железа в осадках Белого моря. Процессы развития, методы исследования прибрежной зоны морей. М.: Наука, 1972.
154. *Калиненко В.В.* Некоторые черты распределения химических элементов в осадках Белого моря. ДАН СССР, 1973, т. 208, №4. — С. 948–950.
155. *Калиненко В.В., Морозов Н.П.* Литий, калий, рубидий, цезий в осадках Белого моря. ДАН СССР, 1974, т. 216, №1. — С. 183–186.
156. *Калиненко В.В.* Железо в осадках Белого моря. Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. — С. 91–94.
157. *Калиненко В.В.* Погребенные конкреции в отложениях арктических морей. Геология океанов и морей. Тез. докл. 6 Всес. школы морской геологии. Т. 3. — С. 63–64.
158. *Кленова М.В.* Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948. — 495 с.
159. *Кленова М.В.* Об условиях подводного выветривания. В ст. Академ. В.И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. 11. М.: АН СССР, 1936. — С. 905–921.
160. *Князев Г.И., Шевченко Е.С.* Зональность и генезис марганцевых руд Никопольского Бассейна. Сб. Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций Al-Fe-Mn. Тезисы докл. к семинару. Л-град, ВСЕГЕИ, АН СССР, 1971. — С. 79–81.
161. *Князева Л.М.* Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал. Образование осадков в современных водоемах. М.: Из-во АН СССР, 1954. — С. 180–236.
162. Кобальтобогатые руды Мирового океана (Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др.). СП-6, ВНИИ Океангеология, 2002. — 167 с.
163. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана (Андреев С.И., Ванштейн Б.Г., Аникеева Л.И. и др.). Морская геология и геофизика. М., ВИЭМС, 1988. — 53 с.
164. *Корсаков О.Д., Юрко В.М., Пьянков В.Я. и др.* Условия образования и закономерности размещения железомарганцевых конкреций Мирового океана. Л-д: Недра, 1987. — 259 с.
165. *Кошелев Б.А.* Железо-марганцевые конкреции Карского моря//Тр. Арк. и Антарк. ин-та, 1984, т. 368. — с. 119–127.
166. *Красовский К.С.* Железо-марганцевые конкреции Черного моря. Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Киев: Наукова думка, 1984, Ч. 1. — С. 140–146.
167. *Красовский К.С.* Железомарганцевые конкреции Черного моря. Автореф. диссер. на соиск. уч. степени к-мн., Одесса, Госуниверситет, 1984б. — 16 с.
168. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.:Мир, 1982. — 392 с.
169. *Кругляков В.В., Мельников М.Е., Голева Р.В. и др.* Рудные корки подводных поднятий Мирового океана. Геленджик, ГП ЦГГЭ, 1993. — 127 с.
170. *Кругляков В.В., Мельников М.Е., Пономарева И.Н.* Биологические факторы при формировании оксидных океанических руд//Изв. вузов. Геология и разведка, 2000, №5. — С. 52–58.
171. *Кругликова С.Б.* Радиолярии и возраст железомарганцевых конкреций//Природа, 1995, №4. — С. 48–58.
172. *Крылов И.Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя. Труды ГИН, вып. 274, М.: Наука, 1975. — 224 с.
173. *Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н.* Введение в геологическую микробиологию. М.: Наука, 1962. — 132 с.
174. *Кулешов В.Н., Штеренберг Л.Е.* Изотопный состав Fe-Mn-конкреций оз. Красное (Карельский перешеек)//Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, №10. — С. 92–104.
175. *Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.* Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения//Литол. и пол. ископ., 1990, №2. — С. 50–62.
176. *Кулешов В.Н., Горностаев Б.А., Чопоров Д.Я. и др.* Изотопный состав и происхождение карбонатных марганцевых руд Безмошицкого проявления//Совет. геология, 1991, №10. — С. 34–39.
177. *Кулешов В.Н., Быч А.Ф.* Изотопный состав ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ) и происхождение карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения (Кузнецкий Алатау)//Литол. и пол. ископ. 2002, №4. — С. 381–396.
178. *Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.* Марганцевые месторождения Грузии. Сообщение 1. Геологические особенности и изотопный состав карбонатных марганцевых руд Чиатурского и Квирильского месторождений//Литол. и пол. ископ., 1997, №3. — С. 286–306.
179. *Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.* Марганцевые месторождения Грузии. Сообщение 2. Происхождение марганцевых руд (на примере Чиатурского и Квирильского месторождений)//Литол. и пол. ископ. 1997, №4. — С. 339–355.
180. *Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В.* Изотопный состав и условия образования никопольских карбонатных руд. Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. — С. 233–258.
181. *Куликов Н.Н.* Распределение основных химических элементов в донных отложениях Карского моря. //Изв. Всес. географ. об-ва, 1970, т. 102, вып. 3. — С. 220–233.

182. Курбатов Л.М. Радиоактивность донных отложений морей и озер. Арктика, 1936, №4.
183. Курносое В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. — 251 с.
184. Лазуренко В.И., Кирухин В.Г. Оценка возможности образования железо-марганцевых конкреций с помощью железо-бактерий//Геол. журн., 1982, т. 42, №2. — С. 73–77.
185. Латин А.В. Черчит из латеритных кор выветривания карбонатитов и поведение редких земель в зоне гипергенеза//ДАН СССР, 1992, т. 325, №6. — С. 1209–1213.
186. Лейбович Л.З. Железо и марганец в окисленных осадках Байкала//Геохимия, 1983, №12. — С. 1756–1761.
187. Лейбович-Гранина Л.З. К вопросу о круговороте железа и марганца в оз. Байкал//Водные ресурсы, 1987, №3. — С. 1756–1761.
188. Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. К вопросу о возрасте и скорости роста железо-марганцевых конкреций. //ДАН СССР, 1988, т. 302, №1. — С. 202–206.
189. Линькова Т.И., Иванов Ю.Ю. Магнитостратиграфическое изучение железомарганцевых корок из центральной части Тихого океана//Тихоок. геол., 1992, №2. — С. 3–11.
- 189а. Липкина М.И., Школьник Э.Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова в Японском море//Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. №1. — С. 217–222.
190. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. — 392 с.
191. Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л. и др. Геохимия марганца в океане//Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, №3. — С. 3–29.
192. Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Международная высокоширотная экспедиция в Карское море (49 рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев»)//Океанология, 1994, т. 34, №5. — С. 643–650.
193. Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А. и др. Палеомагнетизм. История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным. Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Тр. ГИН РАН, вып. 515. М.: Наука, 1999. — С. 153–179.
194. Лысюк Г.Н. Микро- и наноразмерные бактериальные структуры марганцевых минералов//Наноминералогия, М.: Наука, 2005. — С. 480–503.
195. Маслов В.П. Минеральные остатки породообразующих организмов. В «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород», т. 1, ГНТИНиГТЛ, Ленинград отдел., Ленинград, 1958. — С. 415–462.
196. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах. М.: Наука, 1966. — 284 с.
197. Макушин А.А. О марганце в нижнепермской галогенной формации Башкирского Приуралья//ДАН СССР, 1970, т. 191, №6. — С. 1381–1384.
198. Марушкин А.И., Корсаков О.Д., Кругляков В.В. и др. Исследование органического вещества железо-марганцевых конкреций Северо-Восточной котловины Тихого океана//Геохимия, 1986, №11. — С. 1661–1663.
199. Матвиенков В.В., Марова Н.А. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус–Неккер.//Изв. АН СССР. сер. геол., 1975, №5. — С. 126–129.
200. Махарадзе А.И. Об источниках и путях привноса Mn, Si, Fe и P в нижнеолигоценых отложениях Западной Грузии//ДАН СССР, 1972, т. 202, №4. — С. 929–931.
201. Махарадзе А.И. Кремнисто-цеолитовые породы майкопской серии Грузии и условия их формирования. Материалы по пол. ископ. Кавказа. Тбилиси, 1974. — С. 207–218.
202. Мачабели Г.А. Специфика седименто- и диагенеза олигоценых марганценосных отложений Грузии. Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986, т. 2. — С. 839–849.
203. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. — 358 с.
204. Мельников М.Е. Минеральный состав железомарганцевых зон Клариян-Клиппертон и его связь с подстилающими осадками. Зап. ВМО, 1992, ч. 121, №1. — С. 48–55.
205. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус–Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст//Тих. геология, 1994, №4. — С. 13–27.
206. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А. и др. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфатной минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика)//Тих. геол., 1995, №5. — С. 4–20.
207. Мельников М.Е., Подошувейт В.Б., Пуляева И.В. и др. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановый горы, Тихий океан)//Тихоок. геол., 2000, №5, т. 19. — С. 38–46.
208. Мельников М.Е. Геологическое строение месторождений кобальтоносных марганцевых корок. Автор. дисс. на соис. уч. степ. дг-мн. М.: МГУ, 2002. — 36 с.

209. Мельников М.Е., Юбко В.М., Берберьян Т.К. и др. О стратификации железомарганцевых конкреций рудной провинции Кларин-Клиппертон. Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик, НИПИ Океангеофизика, 2003. — С. 61–77.
210. Мельников М.Е. Геологическое строение месторождений кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик, ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005. — 230 с.
211. Мельников М.Е., Пономарева И.Н., Туголесов Д.Д. и др. Результаты бурения кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)//Тих. геол. 2005, т. 24. №5. — С. 36–39.
212. Мери Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. — 267 с.
213. Миртов Ю.В., Тарасова С.М., Быч А.Ф. К стратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Усинско-Бельсинского района Кузнецкого Алатау. Геология Томск. обл., Изд. Томского гос. ун-ва, 1973. — С. 35–48.
214. Миртов Ю.В., Тарасова С.М. Марганценоность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. — С. 211–215.
215. Миртова С.М. О генезисе карбонатных руд Усинского месторождения марганца. Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. Наука, Сибирск. отд., Новосибирск, 1983. — С. 138–143.
216. Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев, Наукова думка, 1982. — 144 с.
217. Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальтомарганцевых корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана//Вест. ДВО РАН, 2003, №6. — С. 87–93.
- 217а. Михайлик П.Е. Состав, строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей. Автореф. канд. дисс. Владивосток. ДВГИ ДВО РАН. 2009. — 22 с.
218. Морозова А.А. О механизме фиксации марганца и железа на поверхности железомарганцевых конкреций. ДАН СССР, 1985, т. 282, №3. — С. 688–692.
219. Мухин А.С., Ладыгин П.П. Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд//Вестник Западно-Сибирского геол. управл. 1957, №2. — С. 29–37.
220. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. — 236 с.
221. Неизвестнов Я.В., Кондратенко А.В., Козлов С.А. и др. Инженерная геология рудной провинции Кларин-Клиппертон. СПб.: Наука, 2005. — 281 с.
222. Никопольский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1964. — 525 с.
223. Нильсон Л.Х., Майерс К.Р. Марганец-редуцирующие бактерии Байкала//Тез. докл. 1-ой Межд. Верецагин. байкальской конф. Иркутск, 1989. — С. 20–21.
224. Новиков В.М. Гипергенные редкоземельные железо-марганцевые конкреции (Дальний Восток России, Вьетнам). Прикладная геохимия. Вып. 7. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Сб. научн. стат., М., ИМГРЕ, 2005. — С. 222–234.
225. Новиков В.М., Школьник Э.Л., Жегалло Е.А. и др. Особенности формирования гипергенных железомарганцевых конкреций Дальнего Востока России, Вьетнама//Тих. геология, 2008. Т. 27. №5. — С. 53–64.
226. Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. — 248 с.
227. Перфильев Б.В., Габе Д.Р. Изучение методом микробного пейзажа бактерий, накапливающих марганец и железо в донных отложениях. В «Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых руд». М.-Л.-д.: Наука, 1964. — С. 16–53.
228. Пилипчук М.Ф., Пиковский Ю.И., Круглякова Р.П. и др. Органическое вещество в железомарганцевых конкрециях пелагических районов океана//ДАН СССР, 1987, т. 297, №3. — С. 700–703.
229. Пиневиц А.В. Микробиология железа и марганца. СПб, Из-во СПбГУ, 2005. — 373 с.
230. Плетнев С.П., Раткин В.В., Шека С.А. Скорости роста железомарганцевых конкреций и корок в Филиппинском море//ДАН СССР, 1985, т. 283, №4. — С. 961–963.
231. Потконен Н.И. Марганец России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. Тр. ВИМС, «Минеральное сырье», серия геолог-экономическая, №10. М., ВИМС, МПР РФ, 2001. — 84 с.
232. Пуляева И.А. Этапы формирования железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Автор. дисс. на соиск. уч. степ. кан. геол.-мин наук. СПб., 1999. — 27 с.
233. Пунин Ю.О., Сметанников О.Г., Демидова Г.Е. и др. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций. Литол. и пол. ископ., 1995, №1. — С. 40–50.
234. Пунтас Б.Д., Ульст В.Г., Эмос В.Б. Железомарганцевые конкреции в осадках Рижского залива. Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, Белор. кн. из-во, 1968. — С. 249–255.

235. *Пушкина З.В.* К геохимии Усинского марганцевого месторождения//ДАН СССР, 1960, т. 135, №1. — С. 176–178.
236. *Раабен М.Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Из-во АН СССР, 1959. — 129 с.
237. *Радугин К.В.* Ивановское месторождение марганцевых руд (Зап. Сибирь)//Сов. геология, 1941, №3. — С. 61–74.
238. *Рахманов В.П., Ерощев-Шак В.А.* Некоторые особенности эпигенетического минералообразования в марганцевых рудах Усинского месторождения. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1966. — С. 90–96.
239. *Рахматуллаев Ч.Р., Рузматов С.Р., Мухтарова Н.Н., Каюмов А.В.* Тодорокит из Центральных Кызылкумов. Узб. геол. журн., №6, 1963. — С. 96–99.
240. *Рогов В.С., Мотов А.П., Никольская Н.С. и др.* Поиски, оценка и добыча железомарганцевых конкреций Финского залива. Полезные ископаемые континентальных шельфов. Санкт-Петербург, ВНИИ Океанология, 2005. — С. 64–66.
241. *Рой С.* Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. — 520 с.
242. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые конкреции в почвах Суйфуно-Ханкайской низменности. //Почвоведение, 1961, №4. — С. 82–90.
243. *Росликова В.И.* Геохимические особенности новообразований в различных почвах Суйфуно-Ханкайской низменности//Почвоведение, 1973, №10. — С. 12–22.
244. *Росликова В.И., Матюшкина Л.А.* Особенности кокрециобразования в почвах Среднеамурской впадины в связи с литологогеоморфологическими условиями. Геоморф. и палеогр. Д. В. Хабаровска, 1975. — С. 128–141.
245. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. — 703 с.
246. *Савенко В.С.* Физико-химический анализ процессов железомарганцевых конкреций в океане. М.: Геос, 2004. — 155 с.
247. *Самойлов И.В., Титов А.Г.* Железо-марганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцево морей. Тр. геол. и минер. музея АН, 1922, т. 3, вып. 2. — С. 25–112.
248. *Самойлов Я.В., Горшкова Т.И.* Осадки Баренцево и Карского морей. Тр. Плавуч. морск. науч. ин-та, 1924, вып. 14. — С. 3–40.
249. *Свяжина И.А., Пучков В.И., Иванов К.С.* Реконструкция ордовикского уральского океана на палеомагнитной основе//Геология и геофизика, №4, 1992. — С. 17–22.
250. *Севастьянов В.Ф.* Перераспределение мышьяка при образовании железомарганцевых конкреций в отложениях Черного моря//ДАН СССР, 1967, т. 176, №1. — С. 101–193
251. *Севастьянов В.Ф., Волков И.И.* Химический состав железомарганцевых конкреций Черного моря. //ДАН СССР, 1966, т. 166, №3. — С. 701–704.
252. *Севастьянов В.Ф., Волков И.И.* Перераспределение химических элементов в окисленном слое осадков при образовании железомарганцевых конкреций в Черном море. Химические процессы в морских водах и осадках//Тр. инст. океанологии АН СССР, 1967, т. 83. — С. 135–152.
- 252а. *Селин Ю.И.* Стратиграфия и моллюски олигоцена Больше-Токмакского марганцево-рудного района. М.: Недра. 1984. — 240 с.
253. *Сергеев Н.Б.* Особенности строения и вещественного состава золотоносной коры выветривания (Енисейский кряж). Кора выветривания, вып. 20, М.: Наука, 1991. — С. 77–90.
254. *Середин В.В., Томсон И.Н.* Металлоносные железо-марганцевые конкреции кайнозойских континентальных впадин: пример уникально высоких накоплений церия в природных объектах//ДАН, 2000, т. 372, №5. — С. 668–672.
- 254а. *Скорнякова Н.С., Батулин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др.* Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. №2. — С. 430–434.
255. *Слукин А.Д.* Кора выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1975. — 126 с.
256. *Слукин А.Д.* Латеритизированные карбонатиты и ассоциирующие с ними осадочные каолины и бокситы с высокими содержаниями REE, Nb, Ti и других элементов (Чадобецкое поднятие, Сибирская платформа). Прикладная геохимия, выпуск 7. Минералогия, геохимия, и генетические типы месторождений. Книга 2. Генетические типы месторождений. М., ИМГРЭ, 2005. — С. 206–221.
257. *Смирнов В.И.* О металлогении океана. Металлогения. М.: Наука, 1993. — С. 153–162.
258. *Соколова Е.А.* Распределения марганца и фосфора в различных типах пород усинской свиты (нижний кембрий Кузнецкого Алатау)//ДАН СССР, 1960, т. 135, №3. — С. 717–719.
259. *Соколова Е.А.* Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкий Алатау//Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, №2. — С. 20–34.



260. Соколова Е.А., Домбровская Ж.В., Тропин Е.Б. Особенности строения и формирования рудных залежей Мангышлакского марганцевого месторождения в Казахстане//Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. — С. 242–249.
261. Соколова Е.А., Шаранов А.И. К геохимии олигоценовых отложений района Мангышлакского марганцевого месторождения//Литол. и пол. ископ., 1986, №1. — С. 59–77.
262. Соколова Е.А., Дворов В.И. Геолого-геохимические предпосылки формирования марганцевых руд Мангышлакского месторождения. Сообщение 1. Геология месторождения//Литол. и пол. ископ., 1987, №1. — С. 60–79.
263. Соколова-Дубинина Г.А., Дерюгина З.П. Роль микроорганизмов в образовании родохрозита в оз. Пуннус-Ярви//Микробиология. 1967, т. 36, вып. 3. — С. 536–542.
264. Сташук М.Ф. Сложные окислы марганца в железомарганцевых образованиях возвышенности Ламонт (Тихий океан)//ДАН СССР, 1988, т. 301, №5. — С. 1203–1205.
265. Столяров А.С. О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России//Отечест. геология, 1993, №1. — С. 28–33.
266. Страхов Н.М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцево-рудного процесса//Литол. и пол. ископ., 1965, №4. — С. 18–49.
- 266а. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат. 1963. — 535 с.
267. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1968, вып. 185. — 496 с.
268. Страхов Н.М., Варенцов И.М., Калинин В.В. и др. К познанию механизма марганцеворудного процесса на примере олигоценовых руд СССР. Марганцевые месторождения СССР, М.: Наука, 1967. — С. 34–56.
269. Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках//Литол. и пол. ископ., 1974, №3. — С. 20–37.
270. Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах//Литол. и пол. ископ., 1976, №1. — С. 3–19.
271. Стрекопытов С.В., Успенская Т.Ю., Виноградова Т.Л. и др. Геохимия раннего диагенеза осадков Кандалакшского залива Белого моря//Геохимия, 2005, №2. — С. 144–157.
272. Табагари Д.В. Распределение и вещественный состав генетических типов марганцевых руд на Чиатурском месторождении. Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. — С. 86–93.
273. Табагари Д.В. Некоторые особенности строения и формирования рудных залежей Чиатурского месторождения. Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. — С. 109–216.
274. Тарасова С.М., Миртов Ю.В. Вещественный состав и условия образования марганценосной карбонатной формации рифея-нижнего кембрия в Кузнецком Алатау. Тез. докл. к семинару «Литолого-фациальный анализ осадочных рудоносных формаций Al-Fe-Mn». Л-д., 1971. — С. 72–73.
275. Тарасова С.М., Миртов Ю.В., Быч А.Ф. Типы разрезов отложений алданского яруса нижнего кембрия Кузнецкого Алатау в связи с их рудоносностью. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, из-во Томского Гос. Унив., 1973, вып. 8. — С. 31–37
276. Тарасова С.М., Миртов Ю.В., Быч А.Ф. Новые типы разрезов усть-кундатской свиты в Кузнецком Алатау//Геология и металлогения протерозойско-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. Тез. докл. научно-технической конф. ЗапСиб ГУ, Новокузнецк, 1974. — С. 47–48.
277. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. — 190 с.
278. Тихомиров В.Н. Исследования состояния и сорбционного поведения металлов на границе вода–дно методом меченных атомов. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. — С. 270–283.
- 278а. Тюрюканова Э.Б., Конова Н.И. О поведении марганца и железа молодых образований гипергенеза//Геохимия. 1986. №6. — С. 861–868.
279. Уилсон Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. — 463 с.
280. Ушатинский И.Н., Ясович Г.С. Верхнеюрские карбонатные конкреции и генерации карбонатов в нефтегазносных отложениях Зап. Сибир. Тр. ЗапСИБНИИГНИ, вып. 201. Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций. Ред. А.И. Ситдеренкова. Тюмень, 1971. — С. 207–255.
281. Федорчук В.П. Минеральные месторождения Китая. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. — 279 с.
- 281а. Фирсова А.Д. Распространение современных и ископаемых стоматоцист золотистых водорослей некоторых водоемов Азии и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. М.: ПИН РАН. 2008. — 20 с.
282. Фомина Л.С., Волков И.И. Редкоземельные элементы в железомарганцевых конкрециях Черного моря//Литология и пол. ископ., 1970, №2. — С. 148–160.

283. Фридланд В.М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1964. — 312 с.
284. Хальбах П., Пуганус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана. Геология Мирового океана. Докл. 27 МГК, М., 1984, т. 6, ч. 1. — С. 27–40.
285. Хамхадзе Н.И. О связи кремне- и рудообразования в марганцевых месторождениях Грузии. Вулканизм и литогенез. Тбилиси, Менциебера, 1981. — С. 141–146.
286. Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения//Происхождение бокситов. М.: Из-во Ин. лит., 1959. — С. 7–43.
287. Херасков Н.П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений//Вопросы металлогении и стратиграфии СССР. Памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изв. АН СССР, 1951. — С. 328–348.
288. Хериберг Л.Б., Михайлик Е.В., Чудаев О.В. и др. Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан). Тихоок. геол., 2002, т. 21, №1. — С. 96–110.
289. Ходак Ю.В., Рахманов В.П., Ероцев-Шак В.А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1966. — 104 с.
290. Хорниш Я., Хатар И., Криштин И. и др. Исследования ЖМК с помощью сканирующего микроскопа и электронного микроанализатора. Изучение вещественного состава. Инф. Бюл., №1–2, Кутна Гора, 1987. — С. 93–108.
291. Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К. Обменные реакции и формы нахождения металлов в железомарганцевых конкрециях//Минер. журн., 1985, т. 7, №4. — С. 30–39.
292. Челищев Н.Ф., Маликов А.В., Новиков Г.В. Онтогенез и технологические свойства океанических железомарганцевых конкреций. Онтогенез минералов и технологическая минералогия. Киев: Наукова Думка, 1988. — С. 30–39.
293. Чердынцев В.В., Кадыров Н.Б., Новичкова Н.В. Происхождение железо-марганцевых конкреций Тихого океана по данным о радиоизотопах//Геохимия, 1971, №3. — С. 339–354.
294. Чиатурское месторождение марганца. М.: Недра, 1964. — 244 с.
295. Чудаев О.В. Источники рудного вещества. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. — С. 326–336.
296. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. О ферригидрите//Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, №4. — С. 23–33.
297. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Тюрюканов А.Н. и др. К геохимии и минералогии марганца и железа в молодых продуктах гипергенеза//Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, №7. — С. 5–24.
298. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Березуцкая и др. Минералогия озерных руд//Изв. АН СССР, 1982, №4. — С. 55–59.
299. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. — 208 с.
300. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца//Изв. АН СССР, сер. геол., 1990, №2. — С. 91–102.
301. Шарков А.А. Особенности геологического строения и генезиса Аккермановского месторождения марганца. Марганцевые руды. Тез. докл. Межвед. совещ. «Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд». Санкт-Петербург, 1992. — С. 34–35.
302. Шарков А.А. Аккермановское месторождение марганца. Состояние и развитие МСБ СССР. Марганец//Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых». М., 1992. — С. 25–30.
303. Шарков А.А. Особенности строения и состава Аккермановского месторождения марганца//Литол. и пол. ископ., 2008, №6. — С. 23–41
304. Шевченко Е.С. Рудоносность восточной части Никопольского месторождения марганцевых руд. Марганцевые месторождения СССР (по мат-м совещания: Основные генетические типы и геохимия месторождений марганца СССР. Ред. Н.М. Страхов, Д.Г. Сапожников. М.: Наука, 1967. — С. 147–155.
305. Шишкин М.А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал)//Геотектоника, 1989, №3. — С. 86–95.
306. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железомарганцевое месторождение (Полярный Урал)//Геология рудных месторождений, 1995, т. 37, №5. — С. 445–456.
307. Шишкина О.В., Гордеев В.В., Блажчишин А.И., Митропольский А.Ю. Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря. Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981. — С. 207–215.
308. Школьник Э.Л. Факторы морского фосфатогенеза и оценка перспектив фосфоритоносности Дальнего Востока СССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. дг-мн. Новосибирск, 1989. — 36 с.
309. Школьник Э.Л., Волохин Ю.Г., Говоров И.Н. и др. Фосфориты подводных гор западной части Тихого океана (итоги морских экспедиций и лабораторных исследований). Вест. ДВО РАН, 1994, №4. — С. 62–73.

310. Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б. и др. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана. Масштабы фосфатогенеза и кобальтмарганцевой минерализации//Тих. геол., 1996, №6. — С. 120–128.
311. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток, Дальнаука, 1999. — 207 с.
312. Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М. и др. О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых гор Тихого океана//Тих. геол., 2000, №2. — С. 101–108.
313. Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В. и др. Условия залегания, закономерности распространения и особенности формирования кобальто-марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан)//Тихогеол., 2001, №2. — С. 76–86.
314. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Еганов Э.А. Карбонатно-марганцевые строматолиты и продукты их окисления в железо-марганцевом горизонте Каратауского фосфоритоносного бассейна. Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологи. Сыктывкар, Геопринт, 2000. — С. 123–125.
315. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Пономарева И.Н. и др. Результаты изучения субстрата кобальто-марганцевых корок по керну скважин на гайотах ИОАН и Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан)//Тих. геология, 2004, №1, т. 23. — С. 76–96.
316. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А. и др. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М.: Эслан, 2004. — 184 с.
317. Школьник Л.Э. Основные задачи геологии//Тихоок. геол. 2005. Т. 24. №5. — С. 88–92.
318. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М. и др. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР — исследования с помощью электронного микроскопа. М.: Эслан, 2005. — 120 с.
319. Школьник Э.Л., Батулин Г.Н., Жегалло Е.А. О природе фосфоритов о. Рождества (Индийский океан). Океанология, 2008, т. 48, №1. — С. 101–112.
320. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Юбка В.М., Шувалова Ю.В. Железомарганцевые корки, конкреции гайотов и конкреции батиаля океана — проблемы определения условий их формирования. М.: Эслан, 2009. — 125 с.
321. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Шувалова Ю.В., Седышева Т.Е. Структуры и соотношения железо-марганцевой минерализации с фосфоритами, карбонатами в глубоководных железо-марганцевых корках и конкрециях океана. Минералого-геохимические методы изучения железо-марганцевых руд Мирового океана. Труды совещания: «Совершенствование минералого-геохимических методов изучения и подготовки к освоению железо-марганцевых корок и конкреций Мирового океана». М., ВИМС, 20–21 марта 2007. — С. 262–278.
322. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батулин Г.Н. и др. Фосфориты Чиатурского месторождения и особенности их формирования//Литол. и пол. ископ. 2010. №3. — С. 309–319.
323. Шнюков Е.Ф. Железомарганцевые конкреции Черного моря//Литол. и пол. ископ., 1981, №5. — С. 71–78.
324. Шнюков Е.Ф. Железомарганцевые конкреции Черного моря//Геология шельфа УССР. Твердые полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1983. — С. 93–106.
325. Шнюков Е.Ф., Янчук Э.А., Орловский Г.Н. Железомарганцевые конкреции и корки из донных отложений Индийского океана//Минер. журн., 1985, т. 7, №4. — С. 10–18.
326. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железомарганцевые конкреции морей СССР//Геол. журнал, 1987, т. 47, №1. — С. 32–43.
327. Штеренберг Л.Е., Базилевская Е.С., Чигирева Т.А. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви//ДАН АН СССР, 1966, т. 170, №3. — С. 536–538.
328. Штеренберг Л.Е., Горшкова Т.И., Нактинас Е.М. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Рижского залива//Литол. и пол. ископ., 1968, №4. — С. 63–69.
329. Штеренберг Л.Е., Стравинская Е.А., Уранова О.В. Основные процессы, контролируемые рудообразования в озерах северной лесной зоны (на примере озера Пуннус-Ярви)//Литол. и пол. ископ., 1970, №1. — С. 27–42.
330. Штеренберг Л.Е. О некоторых сторонах формирования железомарганцевых конкреций Рижского залива//ДАН СССР, 1971, т. 201. — С. 457–461.
331. Штеренберг Л.Е., Дубинина Г.А., Степанова К.А. Образование железомарганцевых конкреций уплощенной формы. Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. — С. 166–181.
332. Штеренберг Л.Е., Жигальцева З.Н., Калашикова Н.А. Карбонаты марганца в железомарганцевых конкрециях Черного моря//ДАН СССР, 1977, т. 234, №4. — С. 911–914.
333. Штеренберг Л.Е., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана//Литол. и пол. ископ., 1979, №2. — С. 133–139.

334. Штеренберг Л.Е., Горшков А.И., Дубинина Г.А. и др. Образование тодорокита и бернессита в Fe-Mn конкрециях Черного моря//Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, №7. — С. 94–98.
335. Штеренберг Л.Е., Лаврушин Е.А., Голубев Ю.К. и др. Железомарганцевые конкреции Горла Белого моря//Литол. и пол. ископ., 1985, №5. — С. 66–75.
- 335а. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря//Тихоокеан. геол. 1986. №1. — С. 125–128.
336. Штеренберг Я.В. К вопросу о генезисе Чиатурского месторождения//Геол. рудн. мест. 1985, т. 27, №1. — С. 91–101.
337. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана//Сов. геология, 1990, №12. — С. 72–80.
338. Юбко В.М., Голева Р.В., Мельников М.Е. и др. Минералы кобальта в океанических железомарганцевых корках и конкрециях//ДРАН, 2002, т. 384, №6. — С. 1–4.
339. Юбко В.М., Мельников М.Е. Трансрегиональная генетическая модель глубоководного марганцеворудного процесса. Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик, НИПИ океан-геофизика, 2003. — С. 5–20.
340. Ясович Г.С. Условия формирования юрских отложений Шаимского и Краснолепинского нефтеносных районов. Тр. Зап. Сиб. НИГНИ, вып. 43, Шаимский нефтеносный район. Ред. И.И. Нестеров. Тюмень, 1971. — С. 207–255.
341. Allen J.A. Manganese deposition on the shells of living mollusks. Nature, 1960, v. 185. — P. 336–337.
342. Almeida E.B. Bauxite deposits of the Pococ de Caldas alkaline massif. Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Seminar on Lateritisation Processes, 1982, San Paulo, Brazil, Guide book excursion III. — P. 49–82.
343. Bardossy G., Aleva G.J.J. Lateritic bauxites. Akademia Kiado, Budapest, 1990. — 624 P.
344. Baturin G.N., Emelyanov E.M., Kunzendorf H. Authigenic deposits in Boornholm Basin. Aarhus Geosci, 1995. — P. 189–194.
345. Beauvais A., Nahon D. Nodules et pisolites de degradation des profils d'alteration manganiferes sous conditions lateritiques exemples de Cote d'Ivoire et du Gabon. Scio. geol. Bull., 1985, t. 38, fasc. 4. — P. 359–381.
346. Bertram M.A., Cowen J.P. Metal enrichment by sessile microbiota on the deep-sea-floor: the results of an in situ experiment on Cross seamount. Abstr. GU Fal Meet., San Francisco, Calif., 1992, Eos., 1992, v. 73, №43, Suppl. — P. 303.
347. Bertram M.A., Cowen J.P. Diagenesis of ferromanganese crusts: chemical and biological alteration of artificial substrates on Cross seamount. Marine Autogenesis: From Global to Microbial. SEPM Special Publication, №66. Copyright 2000 SEPM (Society for Sedimentary Geology). ISBN 1-56576-064-6. — P. 257–269.
348. Beukes N.J. Paleoenvironmental setting of iron formation in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa. In: Trendall A.F., Morris R.C. (eds). Iron formations: facts and problems. Elsevier, Amsterdam. 1983. — P. 131–209.
349. Beukes N.J., Gutzmer J. A volcanic – exhalative rigin for the world's largest (Kalahari) manganese field. A discussion of the paper by D.H. Cornell and S.S. Schutte. Mineral. Deposita, 1996, v. 31, №3. — P. 242–245.
350. Beukes N.J., Smit C.A. New evidence for thrust faulting in Griqualand West, South Africa: implications for stratigraphy and age of red beds. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1987, v. 90, №4. — P. 378–394.
351. Beukes N.J., Burger A.M., Gutzmer J. Fault-controlled hydrothermal alteration Palaeoproterozoic manganese ore in Wessels Mine, Kalahari manganese field. S. Afr. J. Geol., 1995, v. 98, №46. — P. 430–451.
352. Bian Lizeng, Lin Chengyi, Zhang Fusheng et al. Pelagic manganese nodules – a new type of oncolite. Dizhi Luebao (Acta geol. Sin.), 1996, v. 70, №3. — P. 232–236, 291–292.
353. Bischoff J.L., Piper D.Z., Leong K. The alumosilicate fraction of North Pacific manganese nodules//Geochimica et Cosmochimica Acta., 1981, v. 45. — P. 2047–2063.
354. Boardman I.G. Further Geological Data on the Postmasburg and Kuruman Manganese Ore Deposit, Northern Cape province. In: The Geology of some ore deposits of Southern Africa, 2. Johannesburg, 1964, Geol. Soc. S. Afr. — P. 415–440.
355. Bogdanov Y.A., Gorshkov F.I., Bogdanova O.Y. Low-temperature iron and manganese mineral phases of an inactive hydrothermal mound: TAG hydrothermal field, Mid – Atlantic ridge. Explor. mining geol., 1999, v. 8, #3–4. — P. 355–364.
356. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.S. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor. (D. R.Horn ed.), 1972. — P. 159–166. National Science Foundation, Washington D.C.
357. Boston P.J., Northup D.E. et al. Cave Biosignature Suites Microbes, Minerals, and Mars//Astrobiology, 2001, v. 1, N1. — P. 25–55.

358. *Bostrom K., Peterson M.N.A.* The origin of of aluminium – poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow in the Eastern Pacific Rise//Mar. Geol., 1969, №7. — P. 427–447.
359. *Bostrom K., Wiborg L., Ingri J.* Geochemistry and origin of ferromanganese concretions in Gulf of Bothnia. //Marine Geology, 1982, v. 50, №1. — P. 1–24.
360. *Brewer P.G., Nezaki Y., Spencer L.W. et al.* Sediments trap experiments in the deep North Anlantic isotopic and elemental fluxes//J. Mar. Res., 1980, v. 38, №4. — P. 703–728.
361. *Briggs D., Kear A., Martill D., Wilby P.* Phosphatization of tissue in experiments and fossils//J. of Geol. Soc., London, 1993, v. 150. — P. 1035–1038.
362. *Burnet B.R., Neilson K.H.* Organic films and microorganisms associated with manganese nodules. Deep-Sea Res., 1981, v. 28, №6A. — P. 637–645.
363. *Calvert S.E., Price N.B.* Composition of manganese nodules and manganese carbonate from Loch Fyne, Ckotland. Contr. Mineral and Petrol., 29, 1970. — P. 215–233.
364. *Calvert S.E., Price N.B.* Shallow-water continental margin and lacustrine nodules: distribution and geochemistry. Marine manganese deposits. Ed. Glasby G.P. Amsterdam, Elsevier, 1977. — P. 45–86.
365. *Chafetz H.S., Akdim B., Juia R., Reid A.* Mn- and Fe-rich black travertine shrubs: bacterially (and nanjbacterially) induced precipitates. Journ. of Sedim. Research, v. 68, №3, May, 1998. — P. 404–412.
366. *Cornell D.H., Shutte S.S.* A volcanic-exhalative origin for the world's largest (Kalahari) Manganese field. Mineralium deposita, 1995, v. 30, №3. — P. 146–151.
367. *Cowen J.P., DeCarlo E.Y., McGee D.L.* Calcareous nannofossils biostratigraphic dating of a ferromanganese crust from Shumann seamont. Mar. Geol., 1993, v. 115. — P. 289–306.
368. *Creclius E.A., Carpenter R., Merrill R.T.* Magnetism and magnetic reversals in ferromanganese nodules. Earth and Planet. Sci. Lett, 1973, v. 17. — P. 391–396.
369. *Dammer D., Chivas A.R., McDougall N.* Isotopic dating of supergene manganese Oxides from Groot Eylandt Deposit, Northern Territory, Australia. Econ. Geology, v. 91, 1996. — P. 386–401.
370. *De Villiers P.R.* The Geology and Mineralogy of the Kalahari manganese – Field North of Sishen Cape Province, S. Africa. Dept. Mines. Geol. Surv. Memb., 1971. — P. 59–65.
371. *Djafari D.* Manganese – iron accumulates in Kiel Bay. Dr. rer. nat. thesis. Univ. Kiel, 1976.
372. *Doyen L.* The manganese ore deposit of Kisenga – Kamata (Western Katanga). Mineralogica and sedimentologica aspects of the primary ores. In «Ores in Sediments» (eds. G.C. Amstutz and A.J. Bernard), VIII Int Sed. Congr., Heidelberg, 1973. — P. 93–100.
373. *Dorn R.I., Oberlander T.M.* Microbial origin of desert varnish. Science, v. 213, 11 sept., 1981. — P. 1245–1247.
374. *Dymond J., Fischer K., Clauson M. et al.* A sediment trap inercomparison study in Santa Barbara Basin. Earth and Planetary Science Letter, 53, 1981. — P. 409–418.
375. *Eckhardt F.J., Schellmann W.* Eigenschaffen und Berschreibung grose Verbreitung. Ann. Phys., 1963, 38. — P. 213–227.
376. *Emelyanov E.M.* Baltic Sea: Geology, Geochemistry, Paleooceanography, Pollution. Kaliningrad, Yntarny Scaz, 1995. — 120 P.
377. *Fan D., Ye J., Yin L., Zhang R.* Microbial processes in formation of the Sinian Gaoyan manganese carbonate ore, Sichuan Province, China. Ore Geology Reviews, 15, 1999. — P. 79–93.
378. *Gardner J.V., Dean W.F., Blakely R.J.* Shimada Seamount: an example of recent mid – plate volcanism. Bull. Geol. Soc. Amer., 1984, v. 95, N7. — P. 855–862.
379. *Garik P.* The formation of patterns in non-equilibrium growth. Nature, 1990, v. 343, №6258. — P. 523–530.
380. *Georgesku I., Lupan S.* Contribution to the ferromanganese concretions from the Black Sea. Rev. Roum. Geol., Geopys. Et Geogr. Ser. Geol. 1971, v. 15, №2. — P. 157–163.
381. *Giresse P., Odin G.* Nature mineralogique et origine des glaukonies du plateau continental du Gabon et du Congo. Sedimenology, 1973, v. 20. — P. 457–488.
382. *Giresse P.* Le fer et les glaukonies au large du fleuve Congo. Sciences Geologiques, 1985, v. 38. — P. 293–322.
383. *Giresse P., Wiewiora A., Lacka B.* Processes of Holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. Jour. of Sediment Research, v. 68, №1, 1998. — P. 20–36.
384. *Glasby G.H.* Manganese deposits of the Southwest Pacific. Investigations of ferrromanganese deposits from Central Pacific. Hawaii Inst. Geoph., 1974. — P. 59–82.
385. *Glasby G.H., Andrews J.E.* Manganese crust and nodules from Hawaiian Ridge. Pacific Scien., 1977, v. 31, №4. — P. 363–379.
386. *Glasby G.H., Emelyanov E.M., Zhamoida V.A. et al.* Environments of formation of ferromanganese concretions in the Baltic Sea: a critical review. Mineralogy of terrestrial and marine deposits. Eds. Nicholson K., Hein J.R., Buhn B., Dasgupta S. London, Geol. Soc. Spec. Publ., 1997, №119. — P. 213–237.
387. *Granina L.Z., Klumpf V., Myers C.M., Nelson K.H.* Mn cycling in lake Baikal – distribution of Mn and Mn-reducing bacteria in water and sediments. EOS Trans. AGU, 1990. — P. 76.

388. *Granina L.Z., Parfenova V.V., Zemskaya T.I. et al.* On iron and manganese oxidizing Microorganisms in sedimentary redox cycling in Lake Baikal. *Berliner Paleobiologisches Abhandlungen*, 2003, B. 4. — P. 121–128.
389. *Gripenberg S.* The study of the sediments of North Baltic and adjoining seas. *Merentutkimus. Julk. Havsfors. Scrift.* 1934, v. 96. — P. 1–231.
390. *Gutzmer J., Beukes N.J.* Fault controlled metasomatic alteration of Early Proterozoic Sedimentary manganese ore in the Kalahari manganese field, South Africa. *Econ. Geol.*, 1995, v. 90. — P. 823–844.
391. *Gutzmer J., Beukes N.J.* Mineral paragenesis of the Kalahari manganese field, South Africa. *Ore Geology Review*, 1996, v. 11, №3. — P. 405–428.
392. *Gutzmer J., Beukes N.J.* The manganese formation of Neoproterozoic Penanga group, India — revision of an enigma. *Econ. Geol.*, v. 93, 1998. — P. 1091–1102.
393. *Haber M., Jelen S., Kovalenker V.A. et al.* Todorokit zo zilu Teresia loziska Banska Stiavnica. *Zb. Mineralog. Ceskeho masivu a Zapadnich Karpat.* Olmouc, 2002. — P. 31–36.
394. *Halbach P., Scherhag Ch., Hebisch U. et al.* Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules Pacific ocean. *Miner. deposita*, 1981, v. 16. — P. 59–84.
395. *Halbach P., Sattler C.D., Teichmann F. et al.* Cobalt-rich and platinum — bearing manganese crust deposits on seamounts: nature, formation and metal potential. *Mar. Mining*, 1989, v. 8. — P. 23–39.
396. *Harada K., Nishida S.* Biostratigraphy of some marine manganese nodules. *Nature*, 1976, v. 260, N5554. — P. 770–771.
397. *Harada K., Nishida S.* Biochronology of some Pacific ferromanganese nodules and their growth mechanism. *La genese de nodules de manganese.* P., Ed. CNRS, 1979. — P. 211–216.
398. *Hartmann M.* Zur Geochimie von Mangan und Eisen in der Ostsee. *Meyniana*. 1964, D. 14, №53. — P. 3–20.
399. *Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R. et al.* Western Pacific guyots. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. W., 1973, v. 20. — P. 653–723.
400. *Hein J.R., Manheim E.T., Schwab W.G.* Geological and geochemical data for seamounts and associated ferromanganese crust in and near the Hawaiian, Johnston Island and Palmyra Island Exclusive Economic Zones. *U.S. Geol. Serv., Open — File Rep.*, 1985, N292. — 126 P.
401. *Hein J.R., Schwab W.G., Davis A.S.* Cobalt-and platinum — rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall islands. *Mar. Geol.*, v. 78, 1988. — P. 255–283.
402. *Hein J.R., Bohron W.A., Schulz M.S. et al.* Variations in the fine-scale composition of a Central Pacific ferromanganese crust: paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 1992, v. 7, №1. — P. 63–77.
- 402a. *Hessle C.* Evaluation of bottom deposits in the inner Baltic Sea//Middelanden Frankungliga Lantbruksst. 1924. V. 250. — P. 1–52.
403. *Heuser H.* Observations and investigations on the genesis of shallow-water manganese nodules in Kiel Bay (Western Baltic). *Rep. Geologisch-Palaontologisches Inst. Univ. Kiel*, 1988, v. 26.
404. *Hlawatsch S.* Growth of manganeseiron accumulates in Western Baltic Sea:indicator for environmental change. *Diplom thesis. Univ. Riel*, 1993.
405. *Hlawatsch S., Garbe-Schonberg C.D., Lechtenberg F. et al.* Trace metal fluxes to ferromanganese nodules from the western Baltic Sea as a record for long-term environmental changes. *Chem. Geol.*, 2002, v. 182. — P. 697–709.
406. *Ingri J.* Geochemiistry of ferromanganese concretions in the Barents Sea//*Mar. Geol.*, 1985, v. 67. — P. 101–119.
407. *Ingri J., Ponter C.* Rare earth abundance patterns in ferromanganese concretions from the Gulf of Bothnia and the Barents Sea//*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1986, v. 51, №1. — P. 155–161.
408. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1973, v. 16. — P. 937–949.
409. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1973, v. 17.
410. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1973, v. 20.
411. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1975, v. 32.
412. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1981, v. 62.
413. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1986, v. 89.
414. *Janin M.-Ch.* Essai de datation de concretions polymetalliques et evolution quaternaire du coccolithe *Cyclococcolihus leptoporus — macintyreii*. *Bull. de la Soc. geol. de France*, 1983, v. 23, N3. — P. 287–296.
415. *Janin M.-Ch., Person A.* Biostratigraphie compare de nodules et sediments du Pacifique Nord- Equatorial (zone Clarion-Clipperton). *Bull. Soc. Geol. France*, 1986, (8), t. II, №3. — P. 373–380.
416. *Janin M.-Ch.* The imprints of Cenozoic calcareous nannofossils from polymetallic concretion: biostratigraphic significance for two crusts from the central Pacific (Line Islands ridge and Mid-Pacific mountains). *Abh. geol. B.-A*, 1987, v. 39. — P. 121–141.
417. *Jenkyns H.C.* Fossil manganese nodules from the West Sicilian Jurassic *Ecolog. Geol. Heev.*, 63, 1970. — P. 741–774.



418. *Jenninas M.* The Middelplaats manganese ore deposit, Griqualand West. In: C.R. Anhaeusstr, S. Macke (eds.) Mineral deposits of southern Africa. Geol. Soc. S. Afr., 1986, v. 1, Johannesburg. — P. 979–983.
419. *Joshima M., Usui A.* Magnetostratigraphy of hydrogenetic manganese crusts from Northwestern Pacific seamounts. *Mar. Geol.*, 1998, v. 146, NN1-4. — P. 53–62.
420. *Kleyenstuber A.S.E.* The Mineralogie of the manganese bearing Hotazel Formation of the Proterozoic Transvaal sequence in Griqualand, West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Af.*, 1984, v. 87, №1. — P. 257–272.
421. *Koopers A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R. et al.* The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspotvolkanism and absolute Pacific plate motion. *Earth and Planet. Scie. Let.*, 1998, v. 163. — P. 53–68.
422. *Lalou C.* Genesis of ferromanganese deposits: Hydrothermal origin — Hydrothermal processis et seafloor spreading centers. Y. Y. L., Plenium press, 1983. — P. 503–534.
423. *Lancelot Y., Larson R.R.L. et al.* Proceeding of the Ocean Drilling Program. Intial reports. 1990, TX, v. 129. — 488 P.
424. *Landing W.M., Bruland K.W.* Manganese in North Pacific. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1980, v. 49. — P. 45–56.
425. *Larson L.T.* Zinc-bearing todorokite from Philipsburg, Montana. *Amer. Miner.*, 1962, 47, 1–2. — P. 59–66.
426. *Leipe T., Bahlo R., Dahmke A., Harff J.* Iron-manganese crustus from Mecklenburg Bay, western Baltic: microstructure, chemical compilation and element distribution. Final Rep. to BMET (DMFT-FK 03. F0077A). Warnemunde, Inst. Meereskunde, 1994.
427. *LeSuave R., Pichocki C., Pautot G. et al.* Geological and mineralogical study of Corich ferromanganese crusts from a submerged atoll in the Tuamotu archipelago (French Polynesia). *Mar. Geol.*, 1989, v. 87. — P. 227–247.
428. *Lin Cheng Yi, Bian LiZeng, Zhang FuSheng et al.* On stromatolite in pelagic Fe-Mn nodules. Закономерности эволюции земной коры. Тез. докл., Санкт-Петербург, 1996, т. 2. — С. 207.
429. *Litherland M., Malan S.P.* Manganiferous stromatolites from the Precambrian of Botswana. *Jl. geol. Soc. land.*, 1973, v. 129. — P. 543–544.
430. *Logan B.W., Resak R., Ginsburg R.N.* Classification and enviromental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 1964, 72. — P. 68–73.
431. *Logan B.W., Davies G.R., Read J.F., Cebulski D.E.* Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. *Mem. AAPG*, №13. — P. 126–135.
432. *Manceau A., Kersten M., Marcus M.A. et al.* Ba and Ni speciation in binary Mn oxide phase composition from Lake Baikal. *Geochim. and Cosmochim. Acta.* 2007, v. 71. — P. 1967–1981
433. *Manheim F.T.* Manganese-iron accumulations in the shallow marine environments. Symposium on Marine Geochemistry. *Mar. Lab., Univ. Rhode Island.* 1965. *Occas. Publ.*, v. 3. — P. 217–276.
434. *Marchiig V., Halbach P.* Internal structures of manganese nodules related to condition of sedimentation. *TMPM Tschermarcs Min. Petr. Mitt.*, 1982, v. 30. — P. 81–1427.
435. *Mc Kenzie R.M.* The manganese oxides in soils. *Geol. and geochem. Manganese*, v. 1, Budapest, 1980. — P. 259–269.
436. *Meatchell L., Heath G., Ross L. et al.* Transport and release of transibition elements during early diagenesis: sequent leaching of sedimen from MANOP, site M and H, part 1: pH5, acetic acid leach *Geochim. and Cosmochim. Acta.*, 1984, v. 49, N9. — P. 1705–1715.
437. *Melnikov M.E., Tugolesov D.D., Gubenkov V.V. et al.* Preliminary results on drilling of Corich manganese crusts (the IOAN guyot, Pacific ocean – case study). *Minerals of the Ocean*). *Conf. abstr. S-Petersburg, VNII Okeangeologia*, 2002. — P. 24–27.
438. *Menard H.W.* Darwin Reprise. *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, N12. — P. 9960–9968.
439. *Monty C.* Sedimentologie. Les nodules de manganese sont des stromatolithes oceaniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 1973, t. 276, Ser. D. — P. 3285–3288.
440. *Muller D.* Sulfide inclusion in manganese nodules of Northern Pacific. *Miner. Deposita*, 1979, v. 14, N3. — P. 375–380.
- 440a. *Nel C.J., Beukes N.J., De Villiers J.P.R.* The Mamatwan Manganese Mine of the Kalahari manganese field//In: C.R.Anhaeusser, S. Maske (Eds.) Mineral deposits of Southern Africa, 1986. V. 1. *Geol. Soc. S. Afr.*, Johannesburg. — P. 963–978.
441. *Nordenskiold N.A.E.* The voyage of the «Vega» round Asia and Europe. L., Macmillan, 1881, v. 1. — 524 p.
442. *Ostwald J.* Evidence for a Biogeochemical origin of the Groot Eylandt manganese ore. *Econ. Geol.*, v. 76, 1981. — P. 556–567.
443. *Pedersen T.F., Price N.B.* The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 46, 1982. — P. 59–68.
444. *Piper D.Z., Williamson M.E.* Composition of Pacific Ocean ferromanganese nodules. *Mar. Geol.* 1978, v. 23. — P. 283–303.

445. *Porrenga D.H.* Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, 1967, v. 5. — P. 485–501.
446. Preliminary Report of ODP Leg 199. Shipboard Scientific Party, 2002-[www-odp.tamu.edu/publications/preliminary/199.prel/pre7.html](http://www-odp.tamu.edu/publications/preliminary/199.prel/pre7.html).
447. *Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al.* Proceeding of the Ocean drilling Program, Initial reports., 1993, TX, v. 144. — 1084 p.
448. *Rankin P.S., Childs C.W.* Rare earths and other trace elements in iron manganese concretion from a catenary sequence of yellow grey earths soils New Zealand (Note). *New Zealand journal of geol. and geophys.* Vol. 30. 2, 1987. — P. 199–202.
449. *Sager W.W., Winter E.L., Firth J.V. et al.* Proceeding of the Ocean Drilling Program. Initial reports. 1993, TX, 1993, v. 143. — 724 p.
450. *Slukin A.D., Arapova I.V., Zoesdinskaya L.V. et al.* Mineralogy and geochemistry of laterized carbonatites of the USSR. *Weathering its Products and Deposits*, v. 2, Products-Deposits-Geotechnics. Theophrastus Publ., S. A., Zographou, Athenes, Greece, 1989. — P. 171–189.
451. *Slukin A.D.* Bauxite deposits with unusually high concentrations of REE, Nb and Th, Chadobets Uplift, Siberian Platform. *Intern. Geol. Rev.* 1994, v. 36. — P. 179–193.
452. *Sorem R.K., Foster A.R.* Internal structure of manganese nodules and implications in beneficiation In: D.R. Horn (ed.). *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*. Nat.Sci. Found. WS., D.C., 1972. — P. 167–181.
453. *Sorem R.K., Fewkes R.* Manganese nodules. Research data and method of investigation. N. Y. L.: Plenum press., 1979. — 722 P.
454. *Spencer D.W., Brever P.G., Flier A.* Chemical fluxes from sediment trap experiment in the deep Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, 1978, v. 36, N3.
455. *Stuben D., Glasby G.P., Eckhard J.D. et al.* Enrichments of platinum-group elements in hydrogenous, diagenetic and hydrothermal marine manganese and iron deposits. *Explor. Mining. Geol.*, 1999, v. 8, N3, 4. — P. 233–250.
456. *Suess E., Djafari D.* Trace metals distribution in Baltic Sea ferromanganese concretions: inferences on accretion rates. *Earth. and Planet. Sci. Lett*, 1977, v. 35. — P. 49–54.
457. *Suess E.* Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic Matter. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1979, v. 43. — P. 339–352.
458. *Tekin E., Ayyildiz T.* Petrographic properties of the recent travertines in the Scakgermick geothermal field. (NW Sivas, Turkey). *Geolog. Bull. Of Turkey*, v. 44, N1, February, 2001. — P. 1–13.
459. *Varentsov I.M., Blazhchishin A.I.* Ferromanganese nodules from the Gulf of Finland. *Acta Miner. Petrogr. Szeged.* 1974, v. 21. — P. 303–304.
460. *Varentsov I.M.* Geochemical aspects of formation of ferromanganese ores in shelf regions of Recent seas. *Acta Miner. Petrogr. Szeged.* 1983, v. 21. — P. 141–153.
461. *Weber F.* Genesis and supergene evolution of the Precambrian Iron and Manganese deposits (UNESKO, Earth Sciences, 9). 1973, Proc. Kiev Symp., 1970. — P. 307–322.
462. *Wendt J.* Encrusting organisms in deep-sea manganese nodules. *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol.*, 1974, v. 1. — P. 437–447.
463. *Wessel P., Kraenke L.W., Bercovici D.* Pacific plate and undulation in geoid and bathymetry. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 140. — P. 53–68.
464. *Westerlund S., Hall P., Rutgers van de Loef M.* Fluxes of cadmium, copper, nickel, lead and zinc from a coastal sediment in Scagerrak. 3-rd Intern Symp. Interface between sediments and water. Geneva. C. E. P., 1984. — P. 253–256.
465. *Winterhalter B.* Ferromanganese concretions in the Baltic Sea. *Geology and geochemistry of manganese*. Eds. Varentsov I.M., Grassely G. Budapest, Hungarian Academy of Sciences, 1960, v. 3. — P. 227–254.
- 465a. *Winterhalter B.* Iron-manganese concretions from the Gulf of Bothnia and the Gulf of Finland // *Geoteknillisia Julkaisuja*. 1966. V. 69. — P. 1–77.
- 465b. *Winterhalter B.* Ferromanganese concretions in the Baltic Sea // Varentsov I.M., Grassely G. *Geology and Geochemistry of Manganese*. Hung. Acad. Sci. Budapest. 1980. V. 3. — P. 227–154.
- 465B. *Winterhalter B., Siivola J.* An electron microprobe study of iron, manganese, and phosphorus n concretions from the Gulf of Bothnia, northern Baltic Sea // *Comptes Rendus de la Siciete Geologique de Finlande*. 1967. V. 39. — P. 161–172.
466. *Woo C.C.* Scanning electron micrograph of marine manganese micronodules, marine pebblesized nodules, and fresh water manganese nodules. *The Origin and Distribution of Manganese Nodules in the Pacific and Prospects for Exploration* (Ed. M. Morgenstein). Honolulu, Hawaii, 1973. — P. 165–171.
467. *Xu Dongyu, Yao De, Chen Zongtuan.* Paleo-ocean environments and events of the formation of manganese nodules. *Resource geology special issue*, 1993, N17. — P. 66–75.

468. *Xu Dongyu*. Paleo-ocean events and mineralization in the Pacific ocean. Proc. 30<sup>th</sup> int. Geol. Congr., 1997, v. 13. — P. 129–144.
469. *Ye L., Chen Q.* The Multiple Factors and Multiple Stages involved in sedimentary Ore Genesis, Chinese. Jour. of Geochem., v. 9, 1990. — P. 193–214.
470. *Yin L.* Microbiota from middle and late Proterozoic iron and manganese ore deposits in China. Spec. Pubs. in Ass. Sediment., 1990, 11. — P. 109–119.
471. *Yin L., Xunlai Y., Fanwei et al.* Protists of the Upper Mezoproterozoic Ruyng Group in Shanxi Province. China. Precambrian Research, 141, 2005. — P. 49–66.
- 471a. *Yin L., Xue Y.* An Extraordinary Microfossil Assemblage from Terminal Proterozoic Phosphate Deposits in South China//Chinese Jour. Bot., Nov., 1993. 5 (2). — P. 168–175.
472. *Zhamoida V.A., Butilin W.P., Glasby G.P., Popova I.A.* Ferromanganese concretions of the Gulf of Finland, Baltic Sea. Marine Georesources and Geotechnology. 1996, v. 14. — P. 161–176.
473. *Zho-liang Zu.* «Чжю сюэбаю. Аста бот. sin.», 1987, 29, №1. — P. 164–178

## Оглавление

<b>Введение</b> .....	<b>3</b>
<b>Глава 1. Краткий исторический обзор эволюции взглядов на формирование марганцевой и железомарганцевой минерализации</b> .....	<b>5</b>
<b>Глава 2. Материалы и методика проведенных исследований</b> .....	<b>9</b>
<b>Глава 3. Кайнозойская марганцевая и железомарганцевая минерализация</b> .....	<b>12</b>
3.1. Марганцевая минерализация микробиальных наростаний в пустотах жилы Терезия золото-полиметаллического месторождения Банска Штявница, Словакия .....	12
3.2. Железомарганцевая минерализация «пустынного загара», США .....	17
3.3. Травертины с железомарганцевой минерализацией, Марокко .....	19
3.4. Конкреции суши .....	22
3.4.1. Гипергенные железомарганцевые конкреции ДВ России и Вьетнама .....	22
3.4.2. Железо-марганцевые конкреции в почвах и корки на валунах в моренах Московской области .....	32
3.5. Железомарганцевые конкреции в озерах России .....	38
3.5.1. Байкал .....	38
3.5.2. Железомарганцевые стяжения озеро Пуннус-ярви, Карелия, Россия .....	49
Кончозеро .....	53
3.5.3. Железомарганцевые образования Сегозера, Карелия, Россия .....	63
3.6. Железомарганцевые конкреции окраинных морей и краевых частей океана .....	70
3.6.1. Конкреции Балтийского моря .....	70
3.6.2. Железомарганцевые конкреции Белого моря .....	89
3.6.3. Железомарганцевые конкреции Карского моря .....	98
3.6.4. Железомарганцевые конкреции Черного моря .....	108
3.6.5. Железомарганцевые конкреции Залива Фейн Атлантического океана, Шотландия .....	117
3.6.6. Железомарганцевые корки Японского моря .....	120
3.6.7. Железомарганцевые оолиты ближнего шельфа Камеруна .....	128
3.6.8. Карбонаты марганца в осадке Панамского бассейна Тихого океана .....	133
<b>Глава 4. Третичная минерализация</b> .....	<b>135</b>
4.1. Чиатурское месторождение марганца, Грузия .....	135
О фосфоритах Чиатурского месторождения .....	169
4.2. Никопольское марганцевое месторождение, Украина .....	180
4.3. Мангышлакское марганцевое месторождение, Казахстан .....	205
4.4. Железомарганцевые конкреции в бокситах месторождения Посус ди Калдас, Бразилия .....	217
4.5. Марганцевая и железомарганцевая минерализация в строматолитах Таманского и Керченского п-вов, Россия, Украина .....	222

<b>Глава 5. Мезозойская минерализация</b> .....	<b>239</b>
5.1. Марганцевое месторождение Грут Эйландт, Австралия .....	239
5.2. Железомарганцевая минерализация строматолитов, онколитов георгиевской свиты Западной Сибири, Россия .....	244
5.3. Железомарганцевая минерализация в коре выветривания Олимпиадинского золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия .....	245
5.4. Железомарганцевая минерализация коры выветривания Чадобецкого поднятия Сибирской платформы, Россия .....	249
<b>Глава 6. Палеозойская минерализация</b> .....	<b>254</b>
6.1. Улутелякское марганцевое месторождение, Россия .....	254
6.2. Аккермановское марганцевое месторождение, Россия .....	278
6.3. Парнокское железомарганцевое месторождение, Россия .....	298
6.4. Усинское месторождение, Кемеровская область, Россия .....	304
6.5. Железомарганцевая минерализация строматолитов фосфоритоносного бассейна Каратау, Казахстан .....	315
<b>Глава 7. Докембрийская минерализация</b> .....	<b>320</b>
7.1. Марганцевые и железомарганцевые руды КНР .....	320
7.2. Марганцевое месторождения Маматкан, бассейн Калахари, ЮАР .....	330
7.3. Марганцевые месторождения формации Франсвилль, Габон .....	341
7.4. Марганцевое месторождени группы Пенанга, Индия .....	356
7.5. Марганцевая минерализация строматолитов Ботсваны .....	358
<b>Глава 8. Глубоководные железомарганцевые корки и конкреции океана</b> .....	<b>360</b>
8.1. Железомарганцевое месторождение гайота Федорова, Магеллановы горы, Тихий океан .....	362
8.2. Месторождения железомарганцевых конкреций зоны Кларион-Клиппертон, Тихий океан .....	392
8.3. Дискуссия об условиях образования железомарганцевых корок и конкреций океана .....	404
8.3.1. Представления о формировании корок и конкреций подводных гор океана М.Е. Мельникова .....	404
8.3.2. Представления Э.Л. Школьника .....	423
8.3.3. Представления В.В. Круглякова .....	426
<b>Глава 9. Анализ и обобщение результатов исследования</b> .....	<b>439</b>
<b>Заключение</b> .....	<b>449</b>
<b>Список использованной литературы</b> .....	<b>452</b>

## Оглавление

<b>Введение</b> .....	<b>3</b>
<b>Глава 1. Краткий исторический обзор эволюции взглядов на формирование марганцевой и железомарганцевой минерализации</b>	
<i>Э.Л. Школьник</i> .....	<b>5</b>
<b>Глава 2. Материалы и методика проведенных исследований</b>	
<i>Э.Л. Школьник</i> .....	<b>9</b>
<b>Глава 3. Кайнозойская марганцевая и железомарганцевая минерализация</b> .....	<b>12</b>
3.1. Марганцевая минерализация микробиальных наростаний в пустотах жилы Терезия золото-полиметаллического месторождения Банска Штявница, Словакия <i>М. Габер, С. Елень, В.А. Коваленкер, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	12
3.2. Железомарганцевая минерализация «пустынного загара», США <i>Э.А. Еганов, Э.Л. Школьник</i> .....	17
3.3. Травертины с железомарганцевой минерализацией, Марокко <i>Э.Л. Школьник</i> .....	19
3.4. Конкреции суши .....	22
3.4.1. Гипергенные железомарганцевые конкреции ДВ России и Вьетнама <i>В.М. Новиков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, В.К. Орлеанский</i> .....	22
3.4.2. Железо-марганцевые конкреции в почвах и корки на валунах в моренах Московской области <i>А.В. Пахневич</i> .....	32
3.5. Железомарганцевые конкреции в озерах России .....	38
3.5.1. Байкал <i>Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	38
3.5.2. Железомарганцевые стяжения озеро Пуннус-ярви, Карелия, Россия <i>В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	49
Кончозеро .....	53
3.5.3. Железомарганцевые образования Сегозера, Карелия, Россия <i>Э.Л. Школьник</i> .....	63
3.6. Железомарганцевые конкреции окраинных морей и краевых частей океана .....	70
3.6.1. Конкреции Балтийского моря <i>Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	70
3.6.2. Железомарганцевые конкреции Белого моря <i>Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	89
3.6.3. Железомарганцевые конкреции Карского моря <i>Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	98
3.6.4. Железомарганцевые конкреции Черного моря <i>Г.Н. Батурин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	108
3.6.5. Железомарганцевые конкреции Залива Фейн Атлантического океана, Шотландия <i>Э.Л. Школьник</i> .....	117
3.6.6. Железомарганцевые корки Японского моря <i>Г.Н. Батурин</i> .....	120
3.6.7. Железомарганцевые оолиты ближнего шельфа Камеруна <i>Э.Л. Школьник</i> .....	128
3.6.8. Карбонаты марганца в осадке Панамского бассейна Тихого океана <i>Э.Л. Школьник</i> .....	133



<b>Глава 4. Третичная минерализация</b> .....	<b>135</b>
4.1. Чиатурское месторождение марганца, Грузия <i>В.Н. Кулешов, Г.А. Мачабели, Н.И. Хамхадзе</i> .....	135
О фосфоритах Чиатурского месторождения <i>Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Г.Н. Батулин, Э.А. Еганов, Н.И. Хамхадзе</i> .....	169
4.2. Никопольское марганцевое месторождение, Украина <i>В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	180
4.3. Мангышлакское марганцевое месторождение, Казахстан <i>А.А. Шарков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	205
4.4. Железомарганцевые конкреции в бокситах месторождения Посус ди Калдас, Бразилия <i>А.Д. Слукин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	217
4.5. Марганцевая и железомарганцевая минерализация в строматолитах Таманского и Керченского п-вов, Россия, Украина <i>Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Д.И. Головин</i> .....	222
<b>Глава 5. Мезозойская минерализация</b> .....	<b>239</b>
5.1. Марганцевое месторождение Грут Эйландт, Австралия <i>Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	239
5.2. Железомарганцевая минерализация строматолитов, онколитов георгиевской свиты Западной Сибири, Россия .....	244
5.3. Железомарганцевая минерализация в коре выветривания Олимпиадинского золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия <i>А.Д. Слукин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	245
5.4. Железомарганцевая минерализация коры выветривания Чадобецкого поднятия Сибирской платформы, Россия <i>А.Д. Слукин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	249
<b>Глава 6. Палеозойская минерализация</b> .....	<b>254</b>
6.1. Улутелякское марганцевое месторождение, Россия <i>В.М. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	254
6.2. Аккермановское марганцевое месторождение, Россия <i>А.А. Шарков, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	278
6.3. Парнокское железомарганцевое месторождение, Россия <i>Б.А. Богатырев, Н.А. Зыкин, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	298
6.4. Усинское месторождение, Кемеровская область, Россия <i>В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Э.А. Еганов</i> .....	304
6.5. Железомарганцевая минерализация строматолитов фосфоритоносного бассейна Каратау, Казахстан <i>Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, Э.А. Еганов</i> .....	315
<b>Глава 7. Докембрийская минерализация</b> .....	<b>320</b>
7.1. Марганцевые и железомарганцевые руды КНР <i>Иен Лейминь, Э.Л. Школьник</i> .....	320
7.2. Марганцевое месторождения Маматкан, бассейн Калахари, ЮАР <i>В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	330
7.3. Марганцевые месторождения формации Франсвиль, Габон <i>В.Н. Кулешов, Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло</i> .....	341
7.4. Марганцевое месторождени группы Пенанга, Индия <i>Э.Л. Школьник</i> .....	356
7.5. Марганцевая минерализация строматолитов Ботсваны <i>Э.А. Еганов, Э.Л. Школьник</i> .....	358

**Глава 8. Глубоководные железомарганцевые корки  
и конкреции океана**

<i>Э.Л. Школьник</i> .....	<b>360</b>
8.1. Железомарганцевое месторождение гайота Федорова, Магеллановы горы, Тихий океан <i>М.Е. Мельников</i> .....	362
8.2. Месторождения железомарганцевых конкреций зоны Кларион-Клиппертон, Тихий океан <i>В.М. Юбко</i> .....	392
8.3. Дискуссия об условиях образования железомарганцевых корок и конкреций океана .....	404
8.3.1. Представления о формировании корок и конкреций подводных гор океана <i>М.Е. Мельникова</i> .....	404
8.3.2. Представления <i>Э.Л. Школьника</i> .....	423
8.3.3. Представления <i>В.В. Круглякова</i> .....	426
<b>Глава 9. Анализ и обобщение результатов исследования</b> <i>Э.Л. Школьник</i> .....	<b>439</b>
<b>Заключение</b> <i>Э.Л. Школьник</i> .....	<b>449</b>
<b>Список использованной литературы</b> .....	<b>452</b>