

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1981

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

• Тимофеев П. П. Формация — генетически обусловленное геологическое тело	3
• Попов В. И., Троицкий В. И., Запругин В. Ю. О взаимоотношениях между формациями и породами	10
• Волков И. И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле	25
• Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Лубченко И. Ю. О геохимических особенностях рудоносных осадков впадины Атлантик-II (Красное море)	35
• Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д. Вещественный состав и строение неоген-четвертичных отложений центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана	47
• Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия и примыкающих к нему районов	69
• Безродных Ю. П., Азарков А. П., Майор Я. Я. Минералы — индикаторы условий формирования рыхлой толщи Чаунской губы	82
• Эпштейн О. Г. Вулканогенно-кремнистые формации восточной части Корякского нагорья	91
• Ильев А. Я., Захарова М. А., Шереметьева Г. Н., Корнилова Р. М. Динамика мезозойско-кайнозойского осадконакопления на Сахалине	108
• Панских Е. А., Кулиш Л. И. Условия формирования вулканогенно-осадочных руд железа и марганца (на примере Западного Прихотья)	124

Краткие сообщения

• Сахаров Б. А., Гилан З. И., Дриц В. А., Мороз В. Ф. Структурная характеристика трехкомпонентного смешанослоистого минерала	136
• Артемьев В. Е. Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР	142
• Рыбалко С. И., Ткачук Л. Г., Мельничук Э. В., Кирикилица С. И., Корзун Е. В., Рыбакова Э. А. Новые данные о золоторудной минерализации чарнокитового комплекса Среднего Приднестровья	148

Хроника

• Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Еремеев В. В. О пленуме Межведомственного литологического комитета	154
• К шестидесятилетию Петра Алексеевича Чистякова	156
• К семидесятилетию академика Александра Леонидовича Яншина	158

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1981

CONTENTS

<i>Timofeev P. P.</i> Formation — a genetically substantiated geological body	3
<i>Popov V. I., Troitsky V. I., Zaprometov V. Yu.</i> On relationships between formations and rocks	10
<i>Volkov I. I.</i> Manganese balance in the oceanic sedimentary cycle	25
<i>Butuzova G. Yu., Lisitsina N. A., Lubchenko I. Yu.</i> On geochemical properties of ore-bearing sediments in the Atlantis-II basin (Red Sea)	35
<i>Petrova V. V., Voronin B. I., Serebrennikova N. D.</i> Material composition and structure of Neogene-Quaternary deposits of the central part of the Pacific Ocean	47
<i>Gorbunova Z. N.</i> Highly dispersed minerals of sediments of the East Pacific Rise and adjacent regions	69
<i>Bezrodnikh Yu. P., Agarkov A. P., Maiore Ya. Ya.</i> Minerals — indicators of formation conditions of the Chaunskaya Guba loose strata	82
<i>Epshtein O. G.</i> Volcanogenic-siliceous formations of the eastern part of the Koryak Upland	91
<i>Il'jev A. Ya., Zakharova M. A., Sheremetieva G. N., Kornilova R. M.</i> Dynamics of Meso-Cenozoic sediment accumulation on Sakhalin	108
<i>Panskikh E. A., Kulish L. I.</i> Formation conditions of volcanogenic-sedimentary manganese and iron ores (on the example of Western Priokhotie)	124
<i>Brief communications</i>	
<i>Sakharov B. A., Gilan Z. I., Drita V. A., Moroz V. F.</i> Structural characteristics of a three-component mixed-layer mineral	136
<i>Artemiev V. E.</i> Organic carbon and carbohydrates in the river mouths of the USSR southern seas	142
<i>Rybalko S. I., Tkachuk L. G., Melnichuk E. V., Kirikilitza S. I., Korzun E. V., Rybakova E. A.</i> New data on gold-ore mineralization of the charnokite complex of the Middle Dniester region	148
<i>Chronicles</i>	
<i>Timofeev P. P., Kholodov V. N., Ereemeev V. V.</i> On the plenary session of the Interdepartmental Lithological Committee	154
To the 60-th birthday of Pyotr Alekseevich Chistyakov	156
To the 70-th birthday of Aleksandr Leonidovich Yanshin	158

УДК 551.8 : 551.43

ФОРМАЦИЯ — ГЕНЕТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ТЕЛО¹

ТИМОФЕЕВ П. П.

За последние 20—30 лет в геологической науке как отечественной, так и зарубежной, все больше намечается стремление к решению более общих, глобальных проблем истории геологического развития нашей планеты Земли. Это понятно. Накопился огромный фактический материал по континентальным и в последнее время по океанским блокам земной коры, возникли новые и усовершенствованы многие существующие методы исследований, наконец, неизмеримо вырос общий уровень геологической науки. Все это позволяет нам не только по-новому оценивать многие факты, но и делать иные, в ряде случаев принципиально новые построения, формировать более совершенные представления о строении и процессах развития Земли. Однако не следует забывать, что очень часто новое — давно забытое хорошее старое. И конечно, само собой разумеется, оно не просто повторение старого, а возрождение старого на новом, значительно более высоком уровне развития современной науки, который прежде всего предусматривает комплексный подход к решению любых проблем с учетом новейших достижений в смежных областях знаний. Другая характерная черта современного развития геологической науки — возникновение множества различного рода модификаций и взглядов на одни и те же проблемы, что в настоящее время весьма естественно и необходимо для того, чтобы в конечном итоге выработать единую точку зрения на те или иные процессы формирования и развития Земли в целом и земной коры в частности.

Вне всякого сомнения, подобным образом развивается вся геология. С полным правом это можно сказать о современной теории тектоники плит, которая захватила не только тектонистов, но и представителей других отраслей геологической науки. То же самое в свое время случилось и с учением о геологических формациях, в результате чего появилось много направлений в подходе к их выделению, претендующих на особое, главенствующее положение в геологии. Однако оно с тех пор мало продвинулось вперед. Вместо того чтобы дальше заниматься разработкой методики формационного анализа, основанной на комплексном подходе к осадочным образованиям, многие геологи «освободили» себя от этой трудной задачи и предпочли заниматься так называемым формационным анализом свит, горизонтов, толщ и т. п. Все это имело и имеет мало отношения к разработке учения об геологических осадочных формациях.

Нет смысла вдаваться в историю и останавливаться на тех аспектах, которые привели к зарождению основ учения о геологических формациях

¹ Доклад на пленуме Межведомственного литологического комитета 17 марта 1980 г.

вообще и осадочных геологических формациях в частности. На эту тему опубликовано достаточное количество материалов, в том числе и автора данной статьи [7—14]. Но вряд ли кто сомневается в том, что создателем основ учения о геологических осадочных формациях применительно к анализу тектонических структур несомненно является Н. С. Шатский. «Только после того,— писала в 1963 г. И. В. Хворова,— как Н. С. Шатский развил представление о геологических формациях как о парагенетических ассоциациях пород и показал их значение в решении важнейших теоретических и практических проблем, началось целеустремленное изучение разнообразных осадочных комплексов. Изучение это велось с целью выяснения не только физико-географических, но и тектонических условий формирования отложений» [15, с. 7].

Однако несомненно и то, что Н. С. Шатский все же не создал методики изучения формаций и практически в развитии представления о формациях не пошел дальше взгляда на них как на парагенетическую ассоциацию пород, но и это представление в дальнейшем явилось важным критерием при разработке методики формационного анализа. Несмотря на то что основы этого учения заложены тектонистом, хотя Н. С. Шатский был геологом широкого профиля, оно стало более успешно развиваться прежде всего в литологии, поскольку для разработки формационного анализа необходимо детальное и комплексное генетическое изучение разрезов, с помощью которого можно подойти к палеоструктурному анализу и увязке генезиса осадков с теорией зарождения и развития бассейнов осадконакопления.

Основы учения о геологических осадочных формациях рождались в борьбе мнений, порою исключаящих друг друга, поскольку в те времена для исследований была характерна значительная разобщенность и односторонний подход к познанию природных явлений. На ранних стадиях своего развития учение об осадочных геологических формациях носило эмпирический характер и параллельно развивалось в тектонике, литологии и некоторых других отраслях геологии. Почему так получилось? В то время преобладал описательный характер, даже в области литологии некоторые процессы рассматривались в довольно общих чертах, так как просто не хватало знаний.

Каждый ученый подходил к выделению формаций с тех позиций, которые составляли его теоретическое кредо. Каждым исследователем в основу выделения формаций были положены одному ему известные (в силу специализации) особенности строения и состава отложений, что в конечном итоге приводило к одностороннему и несопоставимому подходу в разработке методики формационного анализа, а следовательно, к выделению и типизации формаций. По нашему мнению, исследователей, к сожалению, больше интересовало само выделение формаций (желание это вполне понятно), чем методика их изучения и соответственно методика выделения.

Выделяемые таким образом формации не отвечают истинным генетически обособленным природным телам, сочетаниям единства тектонических и палеогеографических особенностей накопления осадков. Исследователи, как правило, шли от общего к частному, и выделение формаций было начальным этапом формационного анализа. Тектонисты обычно брали какую-либо крупную современную, а не древнюю структуру (или ее часть) того или иного участка земной коры и заполняющие ее отложения обозначали формацией, давая ей название по одному из типичных для нее признаков. А затем приступали к ее изучению, хотя до выяснения деталей строения и генезиса отложений почти никогда не доходили (в нашем представлении). Так было не только раньше, но и происходит теперь. Так, В. И. Драгунов и его коллеги [1] в основу своих исследований кладут морфологический (структурно-вещественный) подход, который, по их мнению, должен предшествовать генетическим пост-

роениям. Они пишут, что «парагенерации и геотформации в дальнейшем могут быть изучены в онтогенетическом, стратиграфическом, тектоническом, минералогическом, палеогеографическом и других разнообразных аспектах» (с. 149). Изучение некоторых вопросов, вероятно, можно отложить, но исследование генезиса осадков должно предшествовать всему, в том числе познанию строения и выделению формаций. Литологи, в противоположность тектонистам, за формации принимали толщи, кажущиеся едиными по литологическому составу, без достаточного учета генезиса, древнего структурного положения и особенностей их геологического развития. Так, ошибочно в одну формацию были объединены карбоновые и пермские карбонатные отложения Русской платформы.

Различный подход сторонников тектонического и седиментологического направления к изучению осадочных образований, естественно, накладывает заметный отпечаток на методику формационного анализа. Несомненно, что тектонический режим является ведущим фактором во многих, а может быть и во всех геологических процессах и именно он в значительной мере обуславливает все их многообразие. К выяснению тектонических особенностей возникновения, развития и строения регионов, к анализу тектонических движений, порождающих прежде всего палеогеографические черты накопления осадков различного вещественного состава, исследователи в каждом отдельном случае подходят только через изучение осадков и пород. Однако одни ограничиваются литологической характеристикой пород (песчаники, алевролиты, глины, карбонаты, угли и т. п.) и об их генезисе судят в основном по отсутствию или наличию фауны. Другие идут дальше, выделяют посредством детального фациального и палеогеографического анализов генетические типы осадков, устанавливают условия их накопления и выявляют черты преобразования органического и минерального вещества в процессе становления пород. Они оперируют как крупными, генетически связанными комплексами осадков и пород, так и отдельными их составляющими — аллювиальными, озерными, дельтовыми, прибрежно-морскими, лагунными и другими песчаниками, озерными, пойменными, лагунными, морскими и другими глинами и алевролитами и т. п. Анализ как самих отложений, так и их соотношений между собой позволяет восстанавливать детали строения и развития регионов с момента зарождения структур до их современного состояния.

Без выяснения генезиса осадков практически трудно установить палеоструктурные особенности строения того или иного региона. Если же определен генезис отложений, то исходным моментом формационного анализа должно быть установление комплексов фациальных типов отложений, приуроченных к той или иной палеотектонической структуре или ее части и соответствующих определенной стадии ее геотектонического развития. Поэтому, с точки зрения сторонников генетического направления, которыми являются многие литологи и некоторые тектонисты, выделению формаций должен предшествовать многосторонний фациальный и палеогеографический анализ, базирующийся на широкой генетической основе.

С точки зрения автора и, очевидно, некоторых других, прав Н. М. Страхов, который считает формацию не исходным, начальным пунктом и объектом, а конечным результатом и целью исследования. Сторонники Н. С. Шатского и, по-видимому, тектонического направления в целом идут противоположным путем; они по парагенезам пород выделяют формации, а затем в общих чертах восстанавливают условия их образования. Это, вероятно, дало основание Н. С. Шатскому соглашаться с Н. М. Страховым, который утверждал, что эмпирически выделенные Н. С. Шатским формации на самом деле являются не формациями, а свитами, толщами, легко распознаваемыми геологами. Однако нельзя согласиться и с Н. М. Страховым [6] в том, что все члены фор-

мации несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта. Как тогда быть с угленосными формациями, особенно паралическими, представителями которых являются среднекарбовые угленосные отложения Донбасса? Вряд ли кто может сомневаться (а все-таки такие есть), что это единая угленосная формация. Там наблюдается неоднократная смена во времени и пространстве различных ландшафтов, сочетание которых в определенной палеоструктуре с соответствующим геотектоническим режимом породило полифациальную (от типично морских до типично континентальных), но генетически единую аллювиально-морскую угленосную формацию.

Таким образом, как тектонисты, так и литологи давали одностороннюю характеристику выделенных подобным образом формаций, которые представляют собой геологические тела, имеющие трехмерные измерения. Не буду оригинальным, если наберусь смелости утверждать, что единого учения об осадочных геологических формациях не существует. А следовательно, не существует формаций, выделенных по единому принципу.

В последнее время со всей остротой встал вопрос о комплексном детальном исследовании не только отдельных геологических процессов, но всех процессов во взаимосвязи и взаимообусловленности. Поэтому не случайно многие геологи, занимающиеся изучением общих и глобальных проблем геологии, проявляют интерес к дальнейшей разработке учения об осадочных геологических формациях. Этому же способствует интенсивное изучение осадков современных океанов и морей, результаты которого совместно с аналогичными данными по континентальным блокам земной коры позволяют подойти к глобальным корреляциям геологических процессов и явлений, к познанию их эволюции в истории Земли. Так, если говорить о литологии, то мы получим новые материалы для дальнейшей разработки глобальной модели седименто- и литогенеза.

Как уже отмечалось, с появлением основ учения об осадочных геологических формациях мало внимания уделялось разработке детальной методики формационного анализа. Геологи увлеклись выделением различного рода формаций, пытаясь выявить и понять закономерности их строения, смену в разрезе и на площади, выяснить их эволюцию. Бесспорно, это нужно делать, но все необходимо соразмерять. В ряде случаев дело доходило до курьезов, так, в среднекарбовой угленосной толще Донбасса было выделено около 200 формаций только потому, что там континентальные, включая озерно-болотные и болотные, отложения столько же раз чередуются с морскими отложениями. Но одновременно намечались пути отхода от чисто эмпирического метода познания существа процессов накопления осадков и образования пород, т. е. познания тех первичных, генетических процессов, которыми и определяется существо строения осадочных образований и тектонического развития тех или иных регионов. Так, А. В. Пейве [3] в 1948 г. определял геологическую формацию как комплекс пород, возникших в сходных физико-географических и тектонических условиях. В этом определении уже заложены некоторые элементы генетического подхода к изучению и выделению формаций. Ю. А. Жемчужников в том же году говорил более определенно, что познание природных процессов, протекающих при накоплении осадков и образовании пород, может быть осуществлено только в результате комплексного их изучения, при котором формационный анализ должен быть продолжением фациального анализа, с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития тех или иных структурных элементов земной коры. Несколько позже, в 1956 г., Н. М. Страхов [6] писал, что «формационный анализ должен являться продолжением и углублением обычного фациального анализа, его, так сказать, высшей ступенью, соответственно более трудной зада-

чей, перед ним поставленной,— выявлению естественных сообществ пород» (с. 59).

Из сказанного видно, что чисто эмпирический подход постепенно уступает место детальному фациальному и палеогеографическому изучению, хотя не всегда еще формации считаются конечным этапом формационного анализа. Причем следует отметить, что формационный анализ постепенно переходит в ведение литологов, поскольку дальнейшее развитие он получит только тогда, когда мы будем знать детальный генезис и основанные на нем закономерности строения осадочных образований. Однако это не означает, что формационный анализ должен быть прерогативой только литологов; он должен быть результатом комплексного изучения осадочных образований.

Весь опыт разработки методики формационного анализа, попыток выделения формаций и рассмотрения основных причин, обуславливающих их возникновение, в настоящее время позволяет говорить о четырех главных факторах, которые определяют образование осадочных формаций. Это — палеогеотектоника (палеоструктура и ее геотектонический режим), палеогеография (фации, ландшафты), палеоклимат и вещество (минеральное, органическое, вулканическое), поступающее в область седиментации. Все ли эти факторы имеют первостепенное, определяющее значение и в какой мере они сказываются на образовании формаций?

Нам представляется, что определяющим в строении формации является тип палеоструктуры и ее геотектонический режим, а также палеогеография. От них зависят прежде всего объем формации, тип ее разреза и генезис слагающих ее осадков. В настоящее время довольно прочно утвердилось положение Н. С. Шатского о тесной связи формаций с развитием крупных (основных) тектонических структур. Тектонические причины определяют как размеры, мощность, так и основные черты внутреннего строения формаций. В первоизданном виде пространственные контуры формаций могут совпадать с границами структур, однако в зависимости от характера развития того или иного региона может происходить изменение тектонического плана и наложение последующих формаций на незаконченное образование предыдущих. Формации являются образованиями полифациальными, каждая из них характеризуется направленной сменой ландшафтов, а следовательно, и осадков во времени и пространстве.

Климат характеризует тип седиментогенеза — гумидный, аридный, вулканогенный, ледовый. С нашей точки зрения, одна и та же формация может быть представлена отложениями гумидного и аридного климата. Так, юрская угленосная формация Таджикской депрессии (юрский цикл осадконакопления) в нижней и средней частях состоит из отложений гумидной зоны, а вверх по разрезу сменяется отложениями аридной зоны; или среднекарбовая угленосная формация Донбасса, в верхней части (верхи верхнего карбона) которой возрастает роль красноцветных пород. Вещество же определяет геохимический облик формаций. Оно в избирательном виде часто бывает столь типичным для той или иной формации, что в результате входит в их название — угленосная, бокситоносная и др.

Ранее мы говорили, что формационный анализ должен быть продолжением детального фациального анализа. Следовательно, формационному анализу должно предшествовать комплексное детальное литолого-фациальное и палеогеографическое изучение осадков, в процессе которого восстанавливается их генезис. Эта исходная позиция дает основание для выяснения более общих связей между генетическими и фациальными типами осадков, циклами и обстановками осадконакопления, различными палеоструктурными элементами земной коры, типами геотектонических режимов накопления осадков, соотношений последних в разрезе и на площади и т. п., т. е. в конечном итоге позволит подойти к выделению

формаций. Только благодаря анализу осадконакопления можно будет восстановить размеры и особенности строения древних структур, в которые укладываются геологические тела, и их палеогеотектонические режимы. В этом существе палеогеотектонического и палеогеографических факторов. Климат и вещество дополняют, усложняют, но не изменяют основного механизма образования формаций. Они, как уже упоминалось, являются как бы факторами второго плана, но без их учета не могут быть познаны все процессы возникновения и преобразования геологических формаций. После этого формация приобретает право на существование и она представляет собою конечный результат комплексного исследования, базирующегося на широкой генетической основе.

Таким образом, конседиментационный геотектонический режим, палеогеография, климат и вещество составляют существо и облик геологического тела, а палеотектоника, т. е. палеоструктура, ограничивает его размеры, форму и положение в общем структурном плане земной коры. Исходя из этого сторонники генетического направления, в том числе и автор, под формацией понимают естественный парагенетически связанный местом и условиями накопления крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Формации — это крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающего причинные связи не только своего внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями. Формации — это такие геологические тела, которые приурочены к определенным палеотектоническим структурам и характеризуют последовательно сменяющиеся этапы и особенности их геологического развития. Все вместе это дает вполне четкое и весьма конкретное определение положения формаций в земной коре с временными и пространственными параметрами. Только имея реальные, генетически индивидуализированные геологические тела, можно выяснить истинную природу любых литологических, тектонических, стратиграфических, геохимических и других закономерностей строения земной коры.

С учетом изложенного учение о геологических осадочных формациях должно включать три последовательных этапа: 1) детальный комплексный литолого-фациальный анализ; 2) формационный анализ — изучение строения и выделение формаций; 3) сравнительный анализ формаций.

Несколько слов о существующих определениях понятий геологических формаций. Ближе всех к приведенному — определение, данное В. В. Белоусовым [2], который под осадочной формацией понимает комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии развития геотектонического цикла в определенной геотектонической зоне. Некоторые полагают, что оно схоже больше по форме, чем по существу. Нам кажется, что не совсем удачны определения осадочных геологических формаций, данные Н. С. Шатским и Н. М. Страховым. Так, Н. С. Шатский осадочными формациями называет «естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород, составляющие члены которых, т. е. слои, пачки, породы, свиты, отложения, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и латеральных направлениях [17, с. 175]. Это определение может относиться не только к формациям, но и к любым другим комплексам пород. Правда, Н. С. Шатский дает толкование этого определения: «Формации — самые крупные таксономические единицы осадочной оболочки. Они представляют собою естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы и отложения. Особенности этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры, поэтому в систематике формаций

основные подразделяются по тектоническому принципу (платформенные, геосинклинальные формации и т. п.)» [16, с. 4].

Менее удачно определены формации у Н. М. Страхова, полагающего, «что каждый парагенетический комплекс осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса, и есть формация осадочных пород» [5, с. 57]. Это, как и у Н. С. Шатского, нечеткое и расплывчатое определение, которое можно применить к любому комплексу отложений. В этих определениях нет структурного фактора, который характеризует размеры и форму геологического тела.

В заключение следует отметить, что здесь рассмотрены некоторые аспекты изучения осадочных геологических формаций, которые должны составлять лишь часть основы разработки методики формационного анализа осадочных образований. Очевидно, что одни тектонисты или литологи не смогут этого сделать. Это можно осуществить, только объединив усилия специалистов многих отраслей геологии. Исследования необходимо организовать таким образом, чтобы они охватывали весь комплекс проблем, связанный с образованием формаций и последующими их изменениями в процессе геологической истории. Только в процессе этих исследований мы сможем выделять формации как генетические, обусловленные геологические тела, отвечающие истинным природным процессам. Только такие формации в дальнейшем могут быть положены в основу сравнительного анализа формаций и глобальных корреляций геологических процессов и явлений в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974, с. 159.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 607.
3. Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, с. 43—50.
4. Решение VIII Всесоюзного литологического совещания (28 мая — 2 июня 1968 г.).— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. I. М.: Наука, 1970, с. 256.
5. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 3—21.
6. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8, с. 29—60.
7. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангара-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, № 5, т. 147, с. 1160—1163.
8. Тимофеев П. П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангара-Чулымского прогиба.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 270—331.
9. Тимофеев П. П. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангара-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, с. 99—113.
10. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 94, с. 244.
11. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197, с. 457.
12. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 198, с. 208.
13. Тимофеев П. П. Основные достижения и задачи угольной геологии.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 19—29.
14. Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного литологического комитета.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 3—15.
15. Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 7—29.
16. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.
17. Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. тр. Т. 3. М.: Наука, 1965, с. 348.

УДК 551.8 : 551.43 : 552.12

**О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ФОРМАЦИЯМИ
И ПОРОДАМИ¹**

ПОПОВ В. И., ТРОИЦКИЙ В. И., ЗАПРОМЕТОВ В. Ю.

Данное совещание, созванное Межведомственным литологическим комитетом, представляется своевременным и переломным. Здесь в отличие от аналогичных предыдущих всесоюзных совещаний наметились существенные сдвиги. Окончательно развеялся миф о приоритете и непогрешимости эмпирического парагенетического направления, усиленно насаждавшийся самими парагенетиками начиная с 1945 г. Во всех заслушанных докладах, кроме выступления А. Л. Яншина, безоговорочное предпочтение отдано генетическому направлению. В этом разрезе строились доклады В. Е. Хаина, резко выступившего против «воинствующих парагенетиков»; Н. Б. Вассоевича, показавшего терминологическую алогичность и несостоятельность парагенетического определения формаций; П. П. Тимофеева, развившего ведущую общую генетическую установку Межведомственного литологического комитета. На этих же позициях стоят и авторы, которые неукоснительно придерживаются генетического формационного направления, ведущего свое начало от работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Развитие генетической формационной школы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга началось с его первой классической монографии «Олонецкая диабазовая формация» (1888) и неуклонно продолжалось в последующих работах, выполненных им и другими петрографами (П. И. Лебедевым, В. П. Лодочниковым, М. А. Усовым, Ю. А. Билибиным, Н. А. Куплетским, Е. К. Устиевым и др.). Были выделены и описаны многие типы магматических формаций (хотя они в ряде случаев позднее назывались также комплексами). Ф. Ю. Левинсону-Лессингу принадлежат основные положения учения о формациях, а именно то, что формации состоят из петрогенетически и фациально связанных пород (которые нередко образуют «топографические сообщества»), участвуют в строении регионов и в развитии их магматектоники, выделяются как «мировые» типы формаций, неоднократно повторяющиеся в разное время в различных странах, так и местные, «областные» (гораздо позднее противопоставленные парагенетиками под названием абстрактных типовых). Таким образом, все основные и наиболее важные идеи учения о формациях давно были установлены Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. Представители среднеазиатских формационистов восстановили позабытый даже магматистами приоритет Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в создании генетических формационных представлений и переложили их на литологический язык.

Формацией авторы называют естественноисторическое сообщество генетически связанных, сопряженных горных пород, отвечающее опре-

¹ Доклад на пленуме Межведомственного литологического комитета 17 марта 1980 г.

деленной динамически обособленной единице геологической среды, т. е. фации, которая возникает на той или иной ступени, стадии, фазе развития геологического региона (области, пояса, зоны и т. д.). Согласно этим представлениям осадочные фации, вслед за Д. В. Наливкиным, Н. М. Страховым, понимаются как подразделения физико-географических ландшафтов поверхности планеты. При этом ландшафтные фациальные единицы разного порядка наиболее четким образом отделяются друг от друга на основе свойственных им различий в динамике вещества среды.

Динамическое фациально-палеографическое направление исследований формаций исходит из того, что у поверхности Земли находится зона осадкообразования, которая, по Л. В. Пустовалову и А. Е. Ферсману, представляет наиболее активную зону планеты, характеризующуюся взаимодействием литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. Здесь все осадки находятся в непрестанном развитии и движении, которые ограничиваются силой тяжести, вызывающей неуклонное перемещение осадков с поднятий во впадины поверхности Земли. При этом энергия рельефа периодически меняется и дифференцируется в ряде последовательных динамических фациальных поясов, которые располагаются на трех крупнейших ступенях рельефа — океанической, предконтинентальной и континентальной. Последние приблизительно отвечают трем ступеням магматектонического разрастания земной коры, а именно: океанической, субокеанической (или окраинноматериковой) и континентальной. Наиболее крупные классификационные представления различных типов формаций, в том числе осадочных (алюмосиликатных, силицитовых, карбонатных, галогенных), отвечают такому разделению на три ступени. Эта идея, издавна развиваемая В. И. Поповым [11, 15], нашла свое отражение также в докладе В. Е. Хаина.

В настоящее время в Советском Союзе формационный анализ широко и успешно применяется во многих областях геологии и развивается почти во всех геологических центрах страны. Мы не случайно гордимся тем, что советские геологи наряду с геохимией, радиогеологией и учением о фациях впервые обосновали также учение о формациях. Это достижение советской науки зафиксировано в БСЭ, в решениях ряда всесоюзных формационных, литологических, петрографических совещаний. С появлением учения о формациях возникло связующее звено между регионально-геофизическим крылом и геохимико-минералогическим в ряду геологических наук. Это учение совместно с геохимией и геофизикой кладется теперь в основу работ по прогнозам и поискам твердых полезных ископаемых, нефти и газа, подземных вод. Подобные работы с успехом осуществляются в Сибири, Казахстане, Средней Азии, на Украине, Кавказе и других районах и объединяются во ВСЕГЕИ. Положение геологических формаций в основном ряду геологических тел и учения о формациях в основном ряду геологических наук, по В. И. Попову, выглядит следующим образом:

Основные геологические науки

Общая геофизика
Частотная геофизика
Физическая география
Физическая геология
Региональная геология
Учение о формациях
Петрография
Минералогия
Геохимия
Радиогеология

Основной ряд типов (классов) геологических тел

Земной шар
Земные оболочки
Геологические регионы
Геологические формации
Горные породы
Минералы
Атомы
Внутриатомные частицы

Как показывает анализ истории учения о формациях, в формационных исследованиях неизбежно все большее значение приобретает генетический подход, традиционно развиваемый в нашей стране. При этом успешно преодолевается кратковременный рецидив архаических парагенетических представлений, возвращающихся к установкам XVIII—XIX вв., который проявился в середине 40-х годов по инициативе талантливого советского тектониста Н. С. Шатского. К сожалению, Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и другие его последователи развивавшееся ими морфолого-парагенетическое направление противопоставили генетическому и даже утверждали чуть ли непознаваемость генезиса формаций и слагающих их пород. По этому поводу Н. С. Шатский [30, 31] писал: «виды формаций, так же как и само существование формаций как определенных сообществ горных пород, устанавливаются эмпирически». По Н. П. Хераскову [27], «выделение парагенезисов основано прежде всего на эмпирических наблюдениях совместного нахождения, хотя и помогает установлению генезиса». Он считал генезис чем-то неопределенным и скептически отзывался о возможности установления происхождения формаций и слагающих их горных пород.

Парагенетическое направление не внесло ничего принципиально нового в методику геологических исследований, так как ограничивается использованием давно известных методов полевой геологии: во-первых, проводятся полевые определения пород; во-вторых, составляется стратиграфическая колонка, произвольно разбиваемая на какие-то сочетания совместно залегающих горных пород, близких к свитам и называемых ими формациями. После того, как такие сочетания выделены, изучение их генезиса не нужно парагенетикам.

Гораздо осторожнее и вдумчивее подходят к формационным исследованиям представители генетического направления, объединяющие в рамках каждой формации только такие породы, для которых в результате тщательного изучения доказано их генетическое фациальное единство, независимо от того, лежат ли они рядом друг с другом (что типично для отдельных формационных залежей) или же разделены промежуточными породами, относящимися к иным формациям. С полным основанием Н. М. Страхов [24] подчеркнул, что фациальный анализ является венцом формационного анализа. Действительно, в основе формационного анализа лежит фациальный. При этом в разрезах последовательно наложенных пород выделяются ландшафтные их сообщества, немое нагромождение каменных плит как бы оживает и начинает рассказывать о давно исчезнувших подвижных физико-географических условиях своего образования. Поэтому сообщества генетически связанных горных пород оказываются существенно иными, чем это рисуется при парагенетическом выделении формаций. Например, в разрезе так называемых альпийских моласс (в понимании тектонистов-парагенетиков) собственно молассовые, т. е. наземные формации, на самом деле дважды чередуются с морскими, т. е. шлировыми.

Стремление к установлению генезиса пород лежит в основе генетического формационного подхода. Оно проявляется при формационном анализе с самых начальных его моментов (со взятия первых же образцов изучаемой породы) и выражается в виде рабочих гипотез, уточняющихся и укрепляющихся в ходе последующих исследований. Это стремление совершенно чуждо бездумным описательным парагенетическим исследованиям. Совершенно неверны поэтому попытки некоторых парагенетиков, пытающихся говорить об отсутствии существенных различий между парагенетическим подходом и генетическим. Их разделяют столь же глубокие различия, как эмпирический метод исследования и исторический, диалектический. Нельзя всерьез воспринимать также категорические утверждения некоторых парагенетиков, которые в пылу полемики заявляют о невозможности определения генезиса каждой отдельной оса-

дочной породы. Этот гносеологический нонсенс находится в вопиющем противоречии с современным состоянием генетической литологии. Имевшиеся или еще стоящие перед ней затруднения успешно преодолеваются с помощью сравнительно-актуалистического метода. Так, признаки динамических фациально-генетических типов наземных осадков уже почти исчерпывающим образом выявлены работами школ А. П. Павлова, Е. В. Шанцера, Ю. А. Жемчужникова, а также среднеазиатскими литологами. Последние, развивая положения Д. В. Наливкина наряду с Л. Б. Рухиным, З. Кукалом и другими исследователями, установили также фациально-генетические признаки отложений литоральных и неритовых отложений водоемов. Появились определители фациальных типов всех этих отложений.

Все литологи, когда-либо изучавшие наземные отложения или знакомые с их литогенетическими описаниями, без особых затруднений опознают их ископаемые аналоги, известные под названием семейства молассовых формаций, и могут оконтурить ареалы их распространения. Так же устанавливаются и оконтуриваются ареалы семейства прибрежных терригенных (шлировых) формаций, семейства прибрежных карбонатных, а также удаленных терригенных или карбонатных и т. д. Таким образом, проблема генетически обусловленного расчленения формаций в первом приближении решена для комплексов отложений континентальной ступени. Расчленяются комплексы таких формаций, а среди таких семейств наглядно выделяются также их комплексы, отвечающие горообразовательному или равнинообразовательному оротектоническому режиму, а также входящие в их состав климатически обусловленные формации (по Н. М. Страхову) и, наконец, динамически обусловленные субформации. Если при выявлении фациальной природы отдельных слоев таких отложений еще возникают вопросы, то и они преодолимы при помощи рабочих гипотез и более тщательных наблюдений.

Более значительные трудности сохраняются пока только в области установления фациально-генетических признаков глубоководных отложений, образующих семейства формаций предконтинентальной ступени и океанической. Но и в этой области раскрываются определенные положительные перспективы, основывающиеся на анализе результатов океанологических экспедиций. Сейчас уже предпринимаются первые попытки выявления ископаемых глубоководных формаций, в частности в Средней Азии. Таким образом, длительный коллективный опыт применения сравнительно-актуалистического метода исследований, исходящий из изучения современных фациально обособленных осадков и их сообществ, позволяет выявить весь ряд формаций, протянувшийся от поднятий через наземные и подводные равнины до наиболее глубоководных пелагических включительно.

Учение о формациях, успешно развивающееся в генетическом направлении, представляется многообразно раскрывающейся самостоятельной геологической наукой, обладающей собственной, присущей ей методикой исследования. Однако иногда возникает впечатление, что до сих пор некоторые геологи и литологи недооценивают самостоятельного значения учения о формациях и вольно или невольно стремятся подчинить его то тектонике, как предложил Н. С. Шатский [29], то петрографии, так как считают, что формации строятся из неких существующих горных пород, подобно тому, как здания сооружаются из стандартных кирпичей. Поэтому необходимо, как нам представляется, в первую очередь разобраться во взаимоотношениях между регионами, формациями и горными породами.

Первый в основном правильный, хотя и весьма приближенный ответ на этот вопрос был получен при рассмотрении крайне сложной многоступенчатой архитектуры вещества нашей планеты, его основных, с точки зрения геологии, иерархических единиц. Еще в 1939 г. В. И. Попов

[12] отметил существование такого образуемого ими ряда: внутриаомные частицы — атомы — минералы — горные породы — формации — геологические регионы земной коры и далее ее этажи: оболочки — Земля в целом. При этом возникновение каждого нового класса геологических тел, происходящее путем объединения в нем более мелких тел — представителей предыдущего класса, обозначает не только значительное укрупнение каждого следующего класса, но и коренной качественный скачок в их развитии, отражающийся во всех их особенностях. Вследствие этого представители таких классов резко разграничены между собой. Таким образом устанавливается основной ряд типов (классов) геологических тел и отвечающий ему вид геологических наук. Существование такого ряда получило общее признание. Некоторые философски мыслящие геологи (Г. П. Леонов, В. И. Драгунов и др.) называют его рядом «уровней геологической организации материи». Признание существования этого ряда влечет за собой признание самостоятельного значения класса геологических формаций среди других классов геологических тел и, следовательно, утверждение самостоятельной роли учения о формациях в ряду других основных геологических наук. Если формации образуются объединением горных пород, т. е. так же, как последние возникают благодаря объединению минералов, то учение о формациях имеет в теоретической геологии не меньшее самостоятельное значение, чем петрография или минералогия или другие профилирующие геологические дисциплины.

Таким образом, формацию можно определить по ее отношению к другим ближайшим классам геологических тел: формация крупнее, чем порода, но меньше, чем регион или земная оболочка. Следовательно, формации относятся к надпородному уровню, а регионы и оболочки — к надформационному. Такой ответ вполне устраивает некоторых геологов парагенетического направления. Они вслед за Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым [27] считают, что формации — это просто парагенезисы горных пород в смысле их сонахождения, т. е. представляют пространственные их сочетания, обособляющиеся в земной коре только вследствие их совместного залегания друг с другом, независимо от их генезиса и условий образования формации в целом. При таком подходе все формационные исследования до крайности упрощаются. Если все породы уже известны из курсов петрографии, то, фигурально говоря, остается только собрать их и построить из них формации. Один из последователей этого направления подсчитал, что при таком подходе из всех к настоящему времени известных горных пород, согласно законам математических сочетаний, может быть построено свыше 9 млн. 200 тыс. формаций (это зафиксировано в протоколах Ферганской формационной экскурсии-семинаре, проходившем в 1969 г.). Такова та цена, которую в конечном счете вынуждены заплатить парагенетики за кажущуюся первоначальную простоту предлагаемого ими описательного метода формационного анализа.

Некоторые литологи, по-видимому, также считают, что задачи литологии ограничиваются изучением отдельных осадочных пород и их наслоений, но не уделяют должного внимания изучению формаций как материального геологического тела. В частности, к сожалению, это направление доминирует на страницах журнала «Литология и полезные ископаемые», где крайне редко и неохотно публикуются статьи, посвященные формациям. При подобных подходах полностью игнорируются качественные отличия, существующие между различными формациями, а также качественные особенности входящих в них отдельных горных пород. На самом деле природа формаций много проще и одновременно гораздо сложнее, чем это представляется некоторым исследователям, склонным к математизации учения о формациях. По мнению авторов, основанному на опыте сорокалетних исследований формаций, общее ко-

личество всех генетически обособляющихся их типов, включая осадочные, магматические, пневмато-гидротермальные и метаморфические, измеряется лишь сотнями, а с субформациями превысит тысячу [20]. Иначе говоря, количество типов формаций не больше, чем количество типов минералов, и в общем, вероятно, такого же порядка. Итак, количество типов формаций во много раз меньше, чем представляется парагенетикам. Это обусловлено тем, что образование формаций нельзя считать механическим нагромождением неких стандартных горных пород. Напротив, оно представляет сложный, закономерный процесс, при котором возникают не только новые типы формаций, но и специфические типы слагающих их горных пород, не присутствовавшие в других формациях.

Еще В. И. Вернадский отмечал, что атом совершенно не похож на образуемую им материю. В веществе и его свойствах в смутной статистической форме отражаются лишь некоторые из свойств слагающих его химических элементов. Приблизительно такие же в принципе взаимоотношения складываются между горными породами и их естественно-историческими сообществами, т. е. формациями. Породы не похожи на слагаемые ими формации, которые представляют совершенно иной класс геологических тел. При этом взаимоотношения между породами и формациями оказываются еще более сложными, зыбкими и изменчивыми, чем взаимоотношения между атомами и минералами. Мы привыкли думать, что каждый химический элемент (или, точнее, его изотоп) представляет нечто качественно обособленное в общей периодической системе химических элементов. К сожалению, такая определенность и четкость разграничений отсутствует во взаимоотношениях между различными горными породами, выделяемыми и описываемыми в специальных петрографических работах. Практически все или почти все разновидности горных пород, известные по таким работам и учебникам, связаны между собой постепенными переходами. Поэтому даже с помощью самых точных исследований мы не сможем установить сколько-нибудь четкие реальные границы в ряду, включающем, например, гравелит — песчаник — алевролит — суспензиод — субколлоидную и коллоидную глины и т. д. Их границы устанавливаются совершенно условно по количественным соотношениям между компонентами и основаны только на добровольных соглашениях между исследователями. Поэтому классификация осадочных пород, применяемая советскими литологами и основанная на приблизительной десятичной шкале градаций компонентов, к примеру, резко отличается от американской, базирующейся на строгой геометрической прогрессии.

Аналогичное положение существует в петрографии магматических пород. По И. И. Абрамовичу и В. В. Грузе [1], даже самые точные петрографические, петрохимические и математико-статистические методы не смогли установить четкие границы между разными магматическими породами, которые также оказываются связанными друг с другом постепенными переходами, а границы между ними также условны и искусственны. Становится очевидным, что на разделении парагенезисов условных стандартных типов горных пород из-за отсутствия между ними реальных границ не может быть основано четкое разделение типов формаций. Но положение резко изменяется, если подходить к той же проблеме на основе генетического понимания формаций и слагающих их пород. Лишь при таком подходе проявляются четкие разграничения не только между формациями, но одновременно и среди свойственных им типов горных пород. В разных генетически обособленных формациях оказываются своеобразными, не тождественными друг другу даже такие породы, которые отчасти сближаются друг с другом по своему петрографическому составу. В качестве примера сравним русловые песчаники

наземных молассовых формаций и песчаники прибрежных шлировых формаций, в частности образующихся на пляжах.

Русловые молассовые песчаники, переходящие в песчаные алевролиты, залегают в виде линз среди мощных пойменных алевролитовых и алевропелитовых слоев. Сложены главным образом зелено-серым или красным полимиктовым или олигомиктовым разнотернистым материалом, преимущественно угловато-зернистым, нередко с ленточными прослойками гравия, реже с включениями гальки, глинистыми обломками, стволиками растений, костями позвоночных. Водная фауна редка (пресноводные моллюски). Имеются продольные борозды размыва, иногда следы оползней. В основании слоев наблюдается несовершенная ленточная градационная слойчатость, совпадающая с корытообразной косой слойчатостью; против нее наклонены плоские обломки. Типичны 3,5- или 7—8-сантиметровые поступательные неправильные барханчиковые знаки ряби. Поверхность обломочных зерен матовая. Отсутствуют глауконит, фосфорит. Охарактеризованный тип молассовых песчаников повторяется в молассах разного возраста — кайнозойских, мезозойских, пермских и карбоновых. Небольшие отличия проявляются в девонских и более древних их представителях, где сокращаются или исчезают гидроморфные зелено-серые разности в связи с малым развитием или отсутствием в то время наземной растительности.

Для сравнения охарактеризуем пляжевые шлировые песчаники. Они часто переходят в алевролиты. Залегают слоями и линзами среди алевропелитов, сложены серым и белым полимиктовым или олигомиктовым, иногда слюдястым однороднозернистым материалом, реже разнотернистым, преимущественно округлозернистым, обладающим местами несовершенной обратной градационной слойчатостью у кровли слоев. Гравий встречается редко и беспорядочно вкраплен отдельными зернами. Типичны обломки скелетных частей разнообразных водных животных (разрозненных раковин моллюсков, остракод, кораллов, мшанок и др.), реже известковых водорослей. Они скапливаются в отдельных валах-фаленах. Нередки следы оползания, типична повсеместная разносторонняя линзовидная или перистая косая слойчатость, по которой наклонены плоские обломки. Иногда наблюдается косолинзовидное залегание. Типичны симметричные и асимметричные волновые знаки ряби с расстояниями между гребешками, образующими геометрическую прогрессию 0,6—1,2—2,5—5—10 см. Обильны норки илоядных и зарывающихся животных, следы сверления и многие другие палеоэкологические особенности. Встречаются глауконит, фосфорит. Охарактеризованный тип пляжевых песчаников также выдерживается в фанерозойских формациях разного возраста и несколько изменяется лишь в более древних, когда в морях еще не существовали столь разнообразные и обильные организмы.

В основном приведенные особенности и различия русловых молассовых и пляжевых шлировых песчаных пород определяются различной их фациальнообусловленной формационной природой, особенно специфическими динамическими фациальными условиями образования. Из этих данных мы видим, что между русловыми молассовыми песчаниками и пляжевыми шлировыми нет почти ничего общего, кроме названия «песчаник». Но даже последнее приобретает в этих генетически разграниченных песчаниках совершенно различный смысл, насыщенный в разных формациях гораздо более богатым и разнообразным динамофациальным содержанием, чем то, какое отражается в абстрактном трафаретном понимании термина «песчаник». Различия эти столь велики, что по существу русловый молассовый и пляжевый шлировый песчаник можно рассматривать как две совершенно различные породы. Для обозначения таких типов пород среди исследователей фаций и формаций укоренилось название «литогенетические типы», предложенное школой литологов-угольщиков Ю. А. Жемчужникова.

Основные динамические и, следовательно, динамоформационные особенности изучаемых формаций обычно могут быть установлены еще в полевых условиях и лишь дополняются и уточняются данными лабораторных работ. Поэтому среди различных характеристик пород, выявляемых в каждой формации, детальные петрографические характеристики их, конечно, желательны. Но они не всегда обязательны при первоначальном массовом фациально-формационном анализе отложений и исходном определении их генезиса, осуществляемом, в частности, при формационных исследованиях целого региона. Действительно, в приведенных разносторонних характеристиках русловых молассовых песчаников и пляжевых шлировых на долю собственно петрографических особенностей приходится не более 10—15%. Но и без них полностью сохранилось бы все наиболее существенное в очерченном фациально-формационном облике обоих этих формационных представителей горных пород, позволяющее четко разграничить их еще при полевых исследованиях. Добавим, что наиболее трудоемкие петрографо-литологические исследования, связанные с выявлением минерального состава пелитовых пород, практически дают очень мало информации о динамических фациальных и формационных условиях их образования (если не считать климатических условий). Изучение вещественного состава горных пород приносит наибольшую пользу в условиях прикладной направленности их исследования, нацеленной на выявление полезных ископаемых, что, к сожалению, не всегда имеет место при теоретических петрографо-литологических работах.

Таким образом, не стандартные породы и их наборы обуславливают состав формаций, а напротив, динамофациальным развитием формаций определяется дифференциация слагающего их вещества, выраженная в составе слагающих их горных пород и в их сообществах. В связи с этим еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг подчеркивал, что изучение магматических формаций позволяет понять дифференциацию магматических пород. То же самое можно сказать об осадочных. Уместно задать вопрос о том, почему же в рамках фациального изучения о разделении формаций удастся найти четкие границы между горными породами, какие не были подмечены в рамках описательной петрографии? Четкие границы между породами устанавливаются только в формациях, обособленных друг от друга в фациально-петрогенетическом отношении. Но эти границы смазываются, если исследователями не учитываются фациальные особенности.

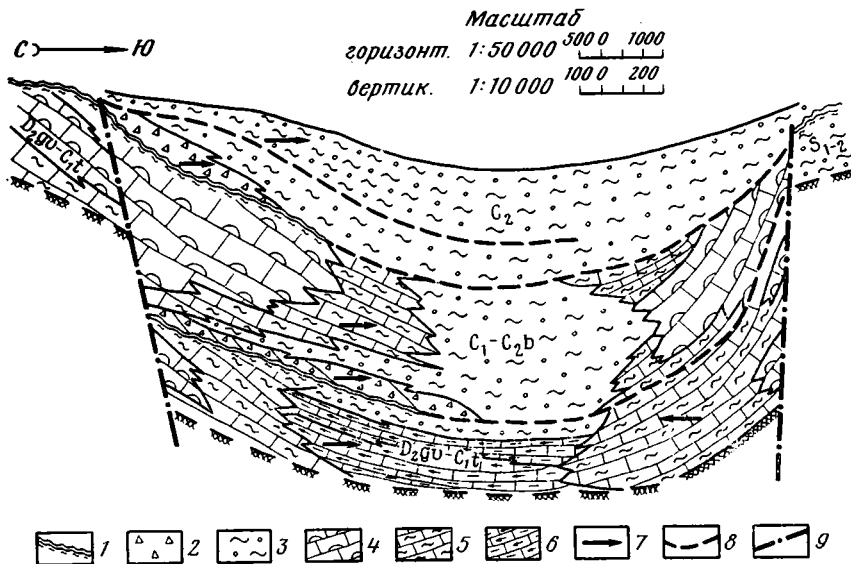
Развивая фациально-петрогенетические исследования формаций, еще в 40-х годах удалось установить и широко применить в Средней Азии [13, 14] понятия о контрастной и эволюционной дифференциации горных пород. Некоторые частные проявления контрастной дифференциации были подмечены еще при изучении осадков по границе прибойно-обломочной и прибойноиловой динамических фациальных зон, в частности на берегах Новой Зеландии [34], озера Мичиган [32], а также на западных берегах Арала до исчезновения этого уникального озера-моря. Позднее было установлено также, что осадки прибойноиловой зоны глубже четко сменяются осадками прибойнозастойной. Контрастное разделение осадков при обособлении трех аналогичных динамических фациальных зон, образующих триаду, было обнаружено в 30-х годах одним из авторов в подгорных веерах выноса Ферганы, а также в продольных зонах — русловой, пойменной и болотно-озерной, выделяющихся в пределах равнинной долины Сырдарьи. Постепенная эволюционная дифференциация осадков наблюдается в каждой из таких зон. Она давно известна по наблюдениям в русловой зоне речных долин. Следуя по этому пути, в каждом динамическом фациальном поясе, характеризующемся собственным ведущим способом движения, была установлена своя триада зон контрастной дифференциации, выраженных в обособлении осад-

ков обломочной, пелитовой и условнозастойной динамических фациальных зон. Повторяясь в смежных фациальных поясах, сменяющие друг друга триады обуславливают общее стадийное периодическое развитие осадкообразования, происходящее на путях перемещения осадков с поднятий во впадины.

Контрастным разделением осадков этих трех зон обусловлена также резкая смена элементов типовой ритмической серии, выявляемой в разрезе каждой формации. Иногда вся формация образуется в одном динамическом фациальном поясе и, следовательно, сложена осадками одной триады. В этом случае она является моноритмичной. Моноритмичность характерна, например, для флишевых формаций. Они, по современным воззрениям, обнимают турбидитные осадки фациального пояса вееро- выноса глубоководных каньонов, ритмически перемежающиеся с пассивно осаждающимися пелагическими. Чаше формации обнимают осадки двух или более сопряженных активных динамических фациальных поясов. Тогда они оказываются полиритмичными. Это наблюдается, например, в наземных равнинно-долинных осадках: в молассовых формациях Ферганы, в дельте Амударьи и др. Здесь на основную ритмичность, обусловленную чередованием осадков триады, а именно отложений русловой, пойменной и застойной зон, накладывается более мелкая ритмичность. Она выражена в ленточном чередовании алевроитовых и алевропелитовых прослоев — осадков пойменной зоны, наиболее распространенных в равнинно-долинном поясе. Отголоском такой сложной ритмичности является, по-видимому, биритмичность аспидных флишеидных формаций, образующихся в глубоководных участках крупных подводных дельт, например в современных осадках р. Лаврентия [35], силурийских — хр. Нуратау [2], раннеордовикских — в Алтае-Саянской области [6], рифейских — в Дарвазе.

Таким образом, каждой формации, выделяемой на фациально-петрогенетической основе, свойственны собственные, только для нее характерные черты, в том числе свои собственные типы слагающих ее горных пород, их специфические сообщества и способ их чередования. Поэтому недостаточно было бы, например, при описании молассовой формации ограничиться только указанием на то, что она представлена парагенезисом гравелитов, песчаников, алевролитов и алевропелитов. Сказать о ней так, значит, ничего не сказать. Для установления молассовых формаций в целом необходимо в каждой из всех молассовых пород по отдельности выявлять комплекс свойственных ей своеобразных особенностей: генетических формационных, динамофациальных, палеоэкологических, морфологических и др. После этого молассовая формация в целом наглядно предстает во всем разнообразии свойственных ей одной неповторимых черт и особенностей.

Ландшафтные сообщества, образующие генетическое обособление формаций, опознаются и выделяются в разных интервалах стратиграфических колонок. При этом в каждой формации объединяются только ландшафтные парагенезисы фациально-обусловленных осадочных пород, а не любые слои, налегающие друг на друга, как постулировали парагенетики. Выделяющиеся формации сменяют друг друга или же повторяются ритмически вследствие взаимного вклинивания друг в друга разных формаций (фигура). При таком подходе становится очевидным то, что отдельные интервалы, приходящиеся в каждой колонке на какую-либо фациальнообусловленную формацию, не могут являться априорно заданными по своей мощности. Напротив, она изменяется в самых широких пределах, от многих сотен и даже тысяч метров до нескольких десятков или даже первых метров. Истинная полная мощность каждой формации устанавливается лишь при сопоставлении и объединении относящихся к ней разветвлений, наблюдаемых в ряде смежных колонок. Каждая генетически обособленная формация представляет



Характер взаимоотношений различных формаций Вуадильской структурно-формационной подзоны в междуречье Аксу-Исфара (Южная Фергана)

Формации: 1 — наземные перерывные; 2 — подводные перерывные; 3 — терригенные прибрежные (шировые); 4 — карбонатные рифогенные; 5 — мелководные карбонатные слоистые (волноприбойная фациальная свита); 6 — удаленная карбонатно-сланцевая; 7 — направление сноса материала; 8 — границы ритмотолш; 9 — пограничные разломы

естественноисторическое тело, четко ограниченное со всех сторон и имеющее определенную, подчас очень сложную форму. Следовательно, генетический подход позволяет четко решить вопрос об объеме формационных единиц. Он изменяется в очень широких пределах: от многокилометровых разнородных молассовых и иных формаций до маломощных однородных их апофиз, выявляющихся в местах их вклинивания в смежные формации.

Мы рассмотрели дифференциацию вещества на отдельные породы и слагаемые ими формации. Каким же образом формации отделяются от представителей надформационного регионального уровня организации вещества? Границы между формационными единицами и надформационными также четко выявляются при генетическом подходе к формациям. Что же сообщает целостность отдельным генетически обособленным формациям и связанную с этим четкую их обособленность друг от друга, устанавливаемую, в частности, в надформационных их ассоциациях? Целостность и генетическая обособленность отдельных формаций как определенных геологических тел возникает в процессе их возникновения и становления, происходящем в определенных условиях среды, т. е. в определенной фации. Целостность формации обусловлена тем, что каждая формация вместе со всеми относящимися к ней горными породами представляет продукт определенной единицы геологической среды, т. е. фации (ландшафта), и в процессе своего возникновения формация образует неразрывное единство со своей средой. По Н. М. Страхову [25], при выделении формаций «необходимо детально разобрать физико-географическую обстановку образования формаций и показать, что входящие в нее породы образуют единство и отвечают этой обстановке». Н. М. Страхов сравнительно мало внимания уделил изучению формаций (кроме климатически обусловленных их представителей), но тем не менее очень четко определил основные генетические критерии,

позволяющие обособлять друг от друга отдельные формации. При этом он сформулировал, что каждая формация отвечает определенному геологическому процессу, в частности определенной фации (ландшафту).

Отдельные физико-географические ландшафты оказываются резко обособленными друг от друга; особенно если в основу их разделения кладется динамический, точнее, полидинамический принцип фациального анализа, разработанный среднеазиатскими литологами. Он является развитием «монодинамического», использовавшегося А. П. Павловым и его последователями при выделении генетических типов континентальных (наземных) отложений и З. Кукалом при рассмотрении иных типов последних. Полидинамический принцип детально рассмотрен в монографии [21], поэтому авторы не останавливаются здесь на разделении отдельных типов формаций и субформаций, обособляющихся друг от друга на основе динамического принципа фациального анализа. Отметим лишь, что границы их друг с другом четкие и в плане, и в разрезе, так как отвечают динамическому разделению фациальных ландшафтов. Четким ареалам формаций соответствуют четкие ареалы подчиненных им полезных ископаемых, что важно в практическом отношении. Остановимся только на разделении крупнейших фациальных (ландшафтных) классификационных подразделений осадочных формаций, позволяющем обособлять друг от друга отдельные семейства формаций, а также их представителей в надформационных сочетаниях. Вряд ли кто-либо станет объединять друг с другом ландшафт горных поднятий и наземных равнин или же последние с подводными равнинами и т. д. Поэтому издавна противопоставляются друг другу континентальные формации и морские [10]. Их невозможно объединять в единую формацию даже в том случае, когда они многократно перемежаются между собою, независимо от толщины наслоений, образуемых каждой из них по отдельности. Примером являются паралические угленосные толщи свиты C_2^6 в Донбассе. В их разрезах выделяются многие десятки ритмических серий мощностью по несколько десятков метров, каждая из которых содержит осадок как наземной молассовой формации, так и прибрежной шлировой.

Подобные толщи следует называть «ассоциацией» двух формаций — в данном случае молассовой и шлировой. Ассоциации разных формаций широко распространены в земной коре. Ассоциация формаций объединяет две сопряженные друг с другом формации, имеющие различное происхождение и ритмически (циклически) перемежающиеся друг с другом в разрезе региона. Ритмический ряд формаций в отличие от ассоциации обнимает не две, а большее количество типов формаций. В формационном ряду обобщается вся последовательность разных типов формаций, сменяющих друг друга в данном регионе на какой-либо стадии его развития, или в его зоне, или же в отдельном орогенном поясе. Образование смежных типов формаций может неоднократно ритмически (циклически) повторяться, образуя ассоциации формаций и более сложные ритмические (циклические) серии. Но эти повторные проявления одного и того же типа формаций исключаются и не учитываются в обобщенном формационном ряду региона. Соответствующая методика выделения формационных рядов разбиралась В. И. Поповым [18, 20].

Пользуясь генетическими критериями, мы можем четко отделять друг от друга формации, а также устанавливать образуемые ими ассоциации формаций, ритмические (циклические) ряды формаций и формационные ряды. Каждая формация резко обрывается там, где находятся пределы действия породившего ее процесса. Это М. А. Усов выразил в предложении им критерия непрерывно-прерывистого образования формаций. Поэтому каждая генетическая обусловленная формация резко обособляется от других. Выделяются формации разных петрогенетических рядов, качественно отличающиеся друг от друга по вещественному составу ис-

ходного материала. В частности, в осадочной группе выделяются, к примеру, четыре ряда: 1) алюмосиликатный, включающий не только собственно терригенные, но и переотложенные продукты вулканических процессов, 2) преимущественно силицитовый, содержащий химические, биохимические и поствулканические осадки, 3) преимущественно карбонатный био- и хемогенного генезиса и 4) преимущественно галогенный. В трех последних рядах петрогенетический критерий их выделения в принципе также должен применяться независимо от наличия перемежаемости формаций, относящихся к двум разным петрогенетическим рядам, и мощности образуемых ими пачек¹. Поэтому недопустимо выделять карбонатно-терригенные формации, которые в общем случае также представляют ассоциацию двух разных типов формаций, а именно подводных терригенных и карбонатных. Отметим, что нередко те и другие принадлежат к осадкам разных подводных ландшафтов. Среди них особенно наглядно обособляются, например, ландшафты известняковых рифов. Поэтому же к отдельным петрогенетическим группам формаций относятся также продукты четырех главных геологических процессов, а именно: 1) осадочного, 2) магматического, 3) пневмато-гидротермального и 4) метаморфического.

Следовательно, отдельные формации независимо от мощности слагаемых ими отдельных пачек представляют, с одной стороны, породы магматического происхождения, залегающие среди осадочных или же чередующиеся с ними, а также породы, обязанные пневмато-гидротермальному процессу или метаморфическому. Недопустимо, на наш взгляд, выделение, например «порфир-красноцветной» формации или же «спилит-силицитовый» и т. п. (хотя в таких сочетаниях довольно часто перемежаются вулканические и осадочные породы). В обоих приведенных примерах переслаиваются совершенно разные по генезису породы, и поэтому они в своей совокупности также представляют ассоциацию двух перемежающихся друг с другом формаций разных петрогенетических групп, а именно магматической и осадочной. Границы их очень четкие, это хорошо видно в разрезе. Они также отчетливо могут быть установлены и на площади, правда, при значительном количестве наблюдений. Следует отметить, что вулканические ландшафты также не объединяются с осадочными, и потому невозможно объединять отвечающие им разные формации.

Все перечисленные сложные разноформационные образования, начиная с ассоциаций формаций, а также включая ритмические и формационные ряды, относятся к надформационному уровню. Следовательно, их изучение является объектом не учения о формациях, а региональной или исторической геологии и, в частности, тектоники. Этому, как мы видим, и следуют тектонисты. Однако при этом они нередко неправильно называют региональные ассоциации формациями. Связано это с тем, что в рамках парагенетического направления невозможно определить границу между формационным классом геологических тел и надформационным. При парагенетическом подходе и формации, и их ассоциации, а также регионы, ритмические серии, ярусы и этажи земной коры, и даже отдельные земные оболочки в равной мере представляют «парагенезы» горных пород. Поэтому сторонники этого направления границу формационных единиц проводят не между собственно формационными и региональными их ассоциациями, а где-то между последними и какими-то ближе неопределенными еще более крупными надформационными региональными телами. Таким образом, парагенетическое направление, столь

² Однако при этом следует учитывать, что вследствие резкого преобладания алюмосиликатного осадочного материала, составляющего на континентах 85—90% всего объема осадков, он нередко является тем базисом, в котором как бы плавают подчиненные ему слои силицитовых, карбонатных и галогенных пород, слагающих вместе с ним соответствующие формации.

излюбленное некоторыми тектонистами, не позволяет четко определить даже сферу и объект их собственных исследований.

Между учением о формациях и региональной геологией существуют тесные двусторонние взаимоотношения. Давний опыт показывает, что первые приблизительные региональные стратиграфические и тектонические исследования могут проводиться без изучения формаций. Последние лучше всего выделяются в любом регионе на готовой стратиграфической и тектонической основе. Однако по мере продвижения региональных формационных исследований их результаты позволяют существенно детализировать, уточнять понимание как стратиграфии данного региона (использование литостратиграфических и ритмостратиграфических единиц), так и тектоники. При этом формации используются в качестве наглядных показателей тектонической структуры и истории ее развития, включая применение динамоформационного метода, так как динамика осадков накопления, направления сноса связаны с развитием тектонических поднятий и впадин. Достаточно детальная история региона и палеогеография также не могут быть установлены без знания истории развития формаций и их фациально-палеогеографических особенностей.

Можно без преувеличения сказать, что в палеогеографическом направлении учения о формациях находится один из главных фокусов продолжающегося активного развития ведущего отечественного докучаевского естествознания. В. В. Докучаев впервые сформулировал идею о главенствующей роли физико-географической среды в образовании всех естественноисторических тел природы, лежащую в основе генетического направления в учении о формациях. В нем сливаются также идеи гениальных учеников В. В. Докучаева: В. И. Вернадского — создателя радиогеологии, геохимии и учения о биосфере; Ф. Ю. Левинсона-Лессинга — родоначальника генетического учения о формациях и отечественной петрографии; Л. С. Берга — основоположника представлений о физико-географических зонах и ландшафтах, развитых Д. В. Наливкиным в учении о фациях.

ВЫВОДЫ

1. Петрография, учение о формациях, региональная геология представляют различные самостоятельные разделы геологического знания, сопряженные друг с другом в своем развитии.

2. Во взаимоотношениях между учением о формациях и петрографией в методическом плане устанавливаются следующие три направления:

а) парагенетическое, по определению Н. С. Шатского. При этом просто перечисляются породы, слагающие формацию, без изучения их генезиса, петрографического состава и фациальности. Это направление предпочитается тектонистами и геологами при массовых предварительных мелкомасштабных региональных исследованиях. При этом формации не получают четких ограничений, и от них часто не обособляются их региональные ассоциации;

б) фациально-петрогенетическое, или (как оно было названо в решениях VIII литологического совещания) палеогеографическое направление Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова, В. И. Попова и добавим Ю. А. Жемчужникова, П. П. Тимофеева. На основании фациального, в частности, динамофациального анализа отложений устанавливается ландшафтная общность условий образования пород и их сообществ, слагающих формацию, с последующими дополнительными петрографическими их характеристиками. Это направление позволяет четко разграничивать как формации, так и слагающие их отдельные генетические типы горных пород и обособлять ассоциации формаций, осуществлять массовый экспрессный региональный формационный анализ с помощью разработанных полевых определителей динамофациальных типов пород;

используется, в частности, при средне- и крупномасштабных прогнозах, поисках и разведке месторождений твердых полезных ископаемых — рудных и нерудных, а также угля, нефти и газа и подземных вод;

в) петрографо-формационные. Изучаются главным образом петрографические особенности совместно залегающих пород, образующих формацию, с учетом их происхождения, но обычно без углубленного фациального анализа. Это направление используется многими литологами и петрографами при теоретических исследованиях, а также развивается ими в помощь геологам-производственникам при детальных поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, в частности залежей нефти и газа. При этом устанавливаются только условные границы между выделяющимися трафаретными типами пород.

3. В отличие от парагенетического генетическое направление учения о формациях имеет обширную родословную, восходящую к работам Ф. Ю. Левинсона-Лессинга столетней давности, и унаследованно развивает традиции и передовые идеи отечественной докучаевской естественноисторической школы и ее продолжателей: В. И. Вернадского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Л. В. Берга, Д. В. Наливкина и др.

4. Учение о формациях приобретает все большее значение как в теоретической геологии, так и в прикладной, становясь основой прогнозов и поисков различных полезных ископаемых и подземных вод, особенно ожидаемых в глубинах земной коры.

5. Учитывая опыт работы ряда университетов, следует восстановить в учебных планах геологических специальностей курс «Учения о формациях», осуществляя его наряду с курсами «Петрография осадочных пород», а также «Петрография магматических и метаморфических».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., 1972. 238 с.
2. *Арустамов А. А.* О некоторых результатах литологического исследования флишовой формации верхнего силура Нурагинского хребта.—Тр. Ин-та геол. АН УзССР. Ташкент, 1953, вып. IX, с. 206—217.
3. *Батурич В. П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, ОНТИ, НКГГ, 1937. 292 с.
4. *Батурич В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 339 с.
5. *Вернадский В. И.* Очерки геохимии. М.—Л., 1934. 380 с.
6. *Вылцан И. А.* Флишoidные формации. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1978. 208 с.
7. *Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н. и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.—Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 15, с. 332.
8. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Успехи петрографии в России. М., Изд-во Геол. комитета, 1923. 405 с.
9. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Введение в историю петрографии. Л.—М.: ОНТИ, 1936. 138 с.
10. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 208 с.
11. *Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во Комитета наук УзССР, 1938. 415 с.
12. *Попов В. И.* Против морфологических установок в геологии.—Сов. геол., 1940, № 5—6, с. 167—172.
13. *Попов В. И.* О деформации состава осадков путем их селекции, интеграции и дифференциации (памяти В. П. Батурина).—Изв. АН УзССР, 1948, № 2, с. 3—7.
14. *Попов В. И.* Об эволюционной и контрастной дифференциации осадочных горных пород.—Докл. АН УзССР, 1950, № 5, с. 70—72.
15. *Попов В. И.* Некоторые основные определения и положения учения о формациях.—Изв. АН УзССР, 1951, с. 15—22.
16. *Попов В. И.* Состояние и задачи изучения осадочных формаций.—В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. I. М.: Изд-во АН СССР, 1952, с. 59—88.
17. *Попов В. И.* Геологические формации — естественноисторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Ч. I, II. Самарканд, 1959. 166 с. (ч. I); 172 с. (ч. II).
18. *Попов В. И.* Основные положения учения о геологических формациях.—Сов. геол., 1960, № 4, с. 23—29.

19. Попов В. И. Методика расчленения формационных рядов.—Тр. Ленинград. о-ва естеств., 1965, т. 75 (I), с. 41—46.
20. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра, 1966, т. I. 208 с.; 1968, т. II. 551 с.
21. Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 713 с.
22. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1953. 679 с.
23. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
24. Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.—Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950, № 4, с. 103—146.
25. Страхов Н. М. О некоторых вопросах осадочного породообразования. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. XXX (I), с. 71—78.
26. Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 47—68.
27. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).—Бюл. МОИП, Отд. геол., 1952, т. 27 (5), с. 17—28.
28. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познаний закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.—Тр. ИГ АН СССР, 1951, вып. 135. 275 с.
29. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.—Бюл. МОИП, 1945. 130 с.
30. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.—В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 3—12.
31. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 10—21.
32. Krumbein W. C., Griffith J. C. Beach environment in Little Sister Bay.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1938, v. 49, p. 629—652.
33. Kukal Z. Geology of Recent Sediments. Prague, 1970. 490 p.
34. Marshall P. The wearing of beach gravels. New Zealand, 1927/28, v. 58, p. 237—249.
35. Stow D. A. Distinguishing between fine-graded turbidites and countourites on the Nova Scotian deep water margin.—Sedimentology, 1979, v. 26, p. 371—387.

Ташкентский госуниверситет

Поступила в редакцию
10.VI.1980

УДК 550.4 : 551.35 (267.5)

БАЛАНС МАРГАНЦА В ОКЕАНСКОМ ОСАДОЧНОМ ЦИКЛЕ

ВОЛКОВ И. И.

По литературным данным проведена оценка общего поступления марганца в океан, выяснена роль отдельных источников поставки. В соответствии с существующей моделью океанской терригенной седиментации и закономерностями распределения марганца в осадках океана оценены потоки Мп в осадки различных зон океана и роль осадочного Мп в процессах современного Fe—Мп-рудобразования.

Марганец принадлежит к числу элементов, поведение которых в процессах осадкообразования, диагенеза и рудогенеза в современном океане привлекает особый интерес исследователей. Настоящая работа посвящена исследованию баланса марганца в океанском осадочном цикле. Цель ее — количественная оценка общего поступления Мп в океан и выяснение роли отдельных источников поставки. Кроме того, учитывая большой фактический материал, имеющийся в литературе, и установленные основные закономерности распределения марганца в донных отложениях, можно количественно оценить потоки Мп в осадки различных зон океана и роль осадочного Мп в процессах современного Fe—Мп-рудобразования. Несомненный интерес представляет сопоставление роли терригенных и гидротермальных источников в поставке марганца для осадко- и рудообразования в океане.

ПОСТУПЛЕНИЕ МАРГАНЦА В ОКЕАН

Ежегодное поступление Мп в океан рассчитывается по сумме твердого и жидкого стока с соответствующей концентрацией элемента. В основу расчетов положены данные А. П. Лисицына [12] по питанию океана осадочным материалом (табл. 1). Из последней видно, что общий твердый сток в океан равен 27 млрд. т в год. Абиогенный материал (за вычетом биогенно осаждаемых CaCO_3 и SiO_2) составляет 25,1 млрд. т в год; общий терригенный твердый сток 22,1 млрд. т. Величина водного стока в океан принята по последним оценкам О. А. Алекина [1] и равна 43000 км^3 . Подземный водный сток по последним данным [11] оценивается величиной $2200\text{—}2400 \text{ км}^3$ в год ($\sim 5\%$ от водного стока рек) и в балансе Мп нами не учитывается. Среднее содержание Мп в речных взвешах и растворах соответственно равно $0,11\%$ и 10 мкг/л [10]. По данным, приводимым А. П. Лисицыным [13], содержание Мп в золотом материале подвержено очень большим колебаниям (от начальных сотых до начальных десятых долей процента). Нами принято содержание Мп в золотом материале $0,07\%$ (среднее для осадочных пород); также оценено содержание Мп в ледниковом стоке и продуктах абразии берегов, прямых данных для которых мы не нашли.

Как известно, вулканогенный материал в океан поступает андезитового и базальтового состава. Для андезитов кларк Мп равен $0,11\%$

Ежегодное поступление Мп в океан

Материал и источник	Масса материала, т · 10 ⁶	Содержание Мп, %	Масса Мп, приносимого в океан	
			т · 10 ⁶	%
Взвешенный сток рек	18,5	0,11	20,35	75,7
Ледниковый сток	1,5	0,07	1,05	3,9
Сток речной водный (CaCO ₃ и SiO ₂)	1,9	—	—	—
Эоловый материал	1,6	0,07	1,12	4,2
Абразия берегов	0,5	0,07	0,35	1,3
Вулканогенный материал	3,0	0,12	3,60	13,4
Сумма осадочного материала	27,0		26,47	98,4
Водный речной сток	43 000 км ³	10 мкг/л	0,43	1,6
Всего			26,9	100,0

[5]; по данным разных авторов для различных типов базальтов, содержание Мп изменяется от 0,12 до 0,20%. Поскольку соотношение между количествами андезитов и базальтов, поступающих в океан, точно не установлено, то трудно определить среднее содержание Мп в вулканогенном материале. Нами оно принято 0,12%. Из табл. 1 видно, что общее количество Мп, ежегодно поставляемое в океан, составляет 26,9 млн. т. Только 0,43 млн. т Мп из этого количества (или 1,6% от общего) поступает в виде растворенного элемента, а подавляющая масса (98,4%) — в составе твердого осадкообразующего вещества. В последнем значительно преобладает доля терригенного источника (22,87 млн. т, или 85% от общего) по сравнению с вулканогенным (3,6 млн. т, или 13,4% общего). Доминирующую роль в терригенной поставке марганца в океан играет взвешенный сток рек, дающий 20,35 млн. т, что составляет ~76% от общего и ~89% от терригенного поступления элемента.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Мп В ОСАДКАХ ОКЕАНА

Распределение Мп в донных отложениях происходит согласно закономерностям седиментации в современном бассейне океана. По А. П. Лисицыну [13], в пелагической области океана с глубинами более 3000 м ежегодно накапливается $1,73 \cdot 10^9$ т абиогенного осадочного материала. Важно подчеркнуть, что эта цифра получена путем измерения площадей пелагической области и абсолютных скоростей осадконакопления по имеющимся данным. Весь остальной осадочный материал образует донные отложения прибрежной (приконтинентальной) области океана (устьевые участки рек, шельф, континентальный склон). В соответствии с данными табл. 1 масса абиогенного осадочного материала, ежегодно отлагающегося в прибрежной области, составляет $23,37 \cdot 10^9$ т.

Рассмотрение данных по содержанию Мп в осадках внутренних и окраинных морей (Черное, Балтийское, Берингово, Охотское, Японское и др.), а также в осадках шельфа, материкового склона и желобов Тихого, Индийского и Атлантического океанов показывает, что в них содержится 0,02 до 0,08—0,09% Мп на бескарбонатный материал. Среднее содержание Мп в осадках прибрежной зоны составляет примерно 0,06%. Эти осадки различаются по вещественному составу (терригенные, вулканогенные и биогенно-терригенные), но объединяются одним общим признаком: они имеют восстановленный характер благодаря диагенетическим процессам, протекающим под воздействием повышенных концентраций в них органического вещества. Марганец часто уже на поверхности таких осадков и всегда в толще под более или менее мощной окисленной пленкой находится в виде соединений Мп(II). Если восполь-

Распределение Mn в осадках по зонам океана

Зона	Площадь		Масса абиогенных осадков		Среднее содержание Mn, %	Масса Mn	
	10 ⁶ , км ²	%	т · 10 ⁹	%		т · 10 ⁶	%
Прибрежная	87,6	24,3	23,37	93,1	0,07	16,36	61,0
Пелагическая	272,6	75,7	1,73	6,9	0,61	10,54	39,0
Всего	360,2	100,0	25,1	100,0	0,105	26,9	100,0

зоваться полученным средним содержанием Mn (0,06%), то масса марганца, ежегодно попадающая в осадки прибрежной зоны океана, составит $23,37 \cdot 10^9 \text{ т} \times 0,6 \cdot 10^{-3} = 14 \text{ млн. т}$ в год.

Однако для последующих расчетов мы воспользуемся более высоким средним содержанием Mn в осадках прибрежной зоны океана, а именно примем величину 0,07% как среднюю для осадочных пород континентов по двум причинам. Во-первых, в некоторых случаях в анаэробных осадках морей (особенно во впадинах) наблюдаются более высокие концентрации Mn, например в Готландской и Ландсортской впадинах Балтики, впадине Фаралон в Калифорнийском заливе, в воде сероводородной зоны Черного моря. Однако главная причина другая. Как известно, аналогов пелагических осадков океана на континентах не обнаружено. Осадочные породы континентов — аналоги осадков современных морей и окраин океана. Поэтому мы и примем для прибрежных осадков современного океана среднюю концентрацию Mn 0,07%. В этом случае ежегодное отложение Mn в прибрежной зоне океана составит $23,37 \cdot 10^9 \text{ т} \times 0,7 \cdot 10^{-3} = 16,36 \text{ млн. т}$. Распределение Mn между осадками прибрежной и пелагической зон приведено в табл. 2.

Как видно из табл. 2, в прибрежной зоне, где происходит лавинная седиментация (93,1%) осадочного материала, поступающего в океан, накапливается только 61% марганца. В пелагическую зону океана ежегодно поставляется 10,54 млн. т (или 39% Mn) главным образом в составе взвешенного вещества. Объяснить это явление можно двояким образом. Во-первых, это может происходить из-за диагенетических процессов перераспределения Mn в восстановленных осадках, которые достаточно хорошо изучены. После осаждения на дно, при наличии восстановительных условий в толще (часто и на поверхности) осадков, Mn(IV) восстанавливается до Mn(II) и обогащает иловую воду. В результате создается разность концентраций Mn в растворе между иловой водой и наддонной кислородсодержащей водой, и возникает диффузионный поток Mn из осадков в наддонную воду (при отсутствии окисленного слоя на поверхности) или в верхнюю окисленную пленку (слой) осадков. Обычно в пределах шельфа и материкового склона, осадки которых обогащены органическим веществом, окисленная пленка или отсутствует полностью, или имеет очень малую мощность. Таким образом, переход Mn(II) в наддонную воду в принципе возможен. Попад в кислородсодержащую наддонную воду, Mn(II) быстро окисляется до Mn(IV), последний подвергается гидролизу, и марганец в виде гелей или частиц субколлоидной размерности гидратированной двуокиси сгоняется придонными течениями в места, где садка Mn(IV) не запрещена окислительно-восстановительными условиями поверхности дна и, возможно, может достигнуть осадков пелагической зоны океана. Во-вторых, обогащение осадков пелагической зоны океана марганцем предусматривает проскок взвесью коллоидной и субколлоидной размерности (наиболее обогащенная Mn фракция речной взвеси) зоны лавинной седиментации и включение этой взвеси в океанические круговороты, разносящие осадочный материал по площади пелагиали океана. Разновидностью механизма этого явления

может быть ассимиляция взвеси биосом, выделение после отмирания организмов Mn в раствор в виде неорганических и органических соединений Mn(II), последующее окисление и гидролиз гидратированной двуокиси Mn(IV) и опять-таки включение тонкой взвеси в систему течений, разносящих ее по площади пелагиали океана. Когда речь идет о марганце, то возможно совокупное действие обоих указанных механизмов, отвечающих за усиленное поступление Mn в зону пелагических осадков океана.

Данные табл. 2 однозначно указывают, что основным источником Mn, питающим пелагическую зону океана, служит терригенный материал, обеспечивающий интенсивную поставку элемента (10,54 млн. т в год) в зону пелагических осадков океана. Расчет показывает, что средняя концентрация Mn в осадках пелагической зоны составляет 0,61%. Последняя весьма обширна ($272,6 \cdot 10^6$ км²), и осадки ее представлены самыми разными типами. Это и пелагические глубоководные (красные) глины, и глубоководные глины переходного типа (миопелагические), и даже гемипелагические осадки, оконтуривающие по периферии пелагическую область. Кроме того, на площади пелагиали располагаются биогенные осадки: карбонатные, кремнистые, абиогенная часть которых также имеет терригенный генезис. В пелагической области находятся поля (и рудные) современных железомарганцевых руд, которые сильно аккумулируют Mn.

Содержание Mn во всех указанных типах осадков пелагиали даже в пределах одного океана изменяется в значительных пределах, что можно видеть из схематических карт распределения Mn в расчете на абиогенное вещество осадков [13, 16]. Однако известны закономерности, указывающие, что наибольшие содержания Mn наблюдаются в центральных областях глубоководных котловин, характеризующихся минимальными для океана абсолютными скоростями осадконакопления и развитым процессом Fe—Mn-конкрециообразования. Максимальные содержания Mn установлены в некоторых областях срединноокеанских хребтов — современных рифтовых зон с наибольшей тектонической активностью. В этих областях накопление Mn происходит главным образом в результате поставки его растворами гидротерм, и гидротермальный поток Mn накладывается на нормальный осадочный. Обсуждение гидротермального источника мы пока отложим и попробуем выявить закономерности распределения осадочного Mn в области пелагиали и прежде всего между периферической зоной пелагиали и центральными зонами, которые мы назовем зонами рудных полей.

На всех картах и профилях, рисующих распределение Mn в пелагической зоне, наблюдается общая закономерность — более или менее постепенное увеличение содержания его в осадках от краевых периферических частей к центральным и, обычно при высоком содержании, колебания в пределах центральных областей глубоководных котловин. Для определения содержания Mn на периферии пелагических осадков можно воспользоваться данными Н. С. Скорняковой [17] для Тихого океана, по которым среднее содержание Mn для гемипелагических осадков и миопелагических глин составляет 0,4%. Это значение мы примем в качестве среднего для периферии пелагических осадков. В пределах всей пелагической зоны океана не остаются постоянными и абсолютные скорости накопления донных отложений. По отдельным измерениям, максимальная разница в скоростях достигает 100 раз и более. По средним скоростям, приведенным на картах А. П. Лисицына [12], в пелагической зоне океана наблюдаются градации от $<0,05$ г/см² в центральных областях котловин до 0,5—2 г/см² за 1000 лет по периферии пелагиали. Площади зон рудных полей Mn, расположенные главным образом в области $<0,2$ г/см², в настоящее время очерчены также лишь схематично [3, 19].

Зная общую ежегодную массу осадков пелагиали (1730 млн. т), еже-

Баланс в зоне пелагических осадков океана

Отношение масс осадков в пелагиали, периферия: рудные поля	Массы на периферии пелагиали, млн. т в год		Массы на рудных полях, млн. т в год		Содержание Мп в осадках рудных полей, %	Массы рудных осадков с учетом массы конкреций		Масса Мп в конкрециях, млн. т в год
	осадки	Мп	осадки	Мп		осадки, млн. т в год	Мп, %	
100:1	1712,7	6,85	17,3	3,69	21,3	—	—	
80:1	1708,4	6,83	21,6	3,71	17,2	—	—	
60:1	1701,2	6,80	28,8	3,74	13,0	36,0	10,4	3,22
50:1	1695,4	6,78	34,6	3,76	10,9	43,3	8,7	3,24
40:1	1686,7	6,75	43,3	3,79	8,8	54,1	7,0	3,27
30:1	1672,3	6,69	57,7	3,85	6,7	72,1	5,3	3,32
25:1	1660,8	6,64	69,2	3,90	5,6	86,5	4,5	3,36
20:1	1643,5	6,57	86,5	3,97	4,6	108,1	3,7	3,42
10:1	1567,0	6,27	173,0	4,27	2,5	216,2	1,9	3,67
4:1	1384,0	5,54	346,0	5,00	1,4	432,5	1,1	
3:1	1297,5	5,19	432,5	5,35	1,2	540,6	1,0	

Примечание. Баланс составлен, исходя из массы осадков пелагиали 1730 млн. т в год; массы Мп, осаждающегося в пелагиали, 10,54 млн. т в год; содержания Мп в осадках периферии пелагиали 0,4%.

годную массу Мп, попадающего в пелагические отложения (10,54 млн. т), среднюю концентрацию марганца за пределами рудных зон пелагиали (0,4%), можно, задавая отношения массы осадков периферии к массе осадков рудных зон, рассчитать: ежегодную массу осадков рудных зон, массу Мп на рудных полях и периферии пелагиали, концентрацию Мп в осадках рудных зон пелагиали. При этом соотношение масс осадков периферии и рудных зон определяется совместным влиянием двух параметров: отношением абсолютных скоростей осадконакопления на периферии и рудных полях, а также отношением площадей периферии пелагиали и рудных полей. Примем, например, что средняя скорость осадконакопления в пределах рудных полей центральных частей котловин составляет 1/5 от периферии пелагической области и площадь рудных полей 1/6 от всей пелагической области. Тогда масса осадков рудных полей будет равна 1/30 всех пелагических осадков или $1730:30 = 57,7$ млн. т в год, а на периферии $1730 - 57,7 = 1672,3$ млн. т в год. Масса Мп, ежегодно отлагающаяся на периферии пелагиали, составит $1672,3 \times 4 \cdot 10^{-3} = 6,69$ млн. т, а в пределах рудных зон $10,54 - 6,69 = 3,85$ млн. т. Средняя концентрация Мп в осадках рудных зон в этом случае будет равна: $3,85 \times 100/57,7 = 6,7\%$.

Варианты расчета абсолютных масс осадков и марганца в пределах рудных зон и на периферии пелагиали, а также содержания Мп в осадках рудных зон при различных отношениях масс осадков на периферии пелагиали и в рудных зонах приведены в табл. 3. При рассмотрении данных табл. 3 обращает внимание сравнительно медленное изменение масс Мп в осадках периферии и рудных полей с изменением отношения масс осадков в 5 раз (от 1/100 до 1/20), тогда как концентрации Мп изменяются весьма динамично. С увеличением масс осадков на рудных полях от 1 до 5% (от массы всех осадков пелагической зоны) содержание Мп уменьшается от 21,3 до 4,6%, т. е. также примерно в 5 раз. При дальнейшем увеличении массы осадков на рудных полях по сравнению с периферией пелагиали (соотношения от 10:1 до 3:1) возрастание массы Мп становится более быстрым (4,27—5,35 млн. т в год), но рост содержания его в осадках рудных полей замедляется (2,5—1,2%). Для средних значений соотношение масс осадков на периферии и рудных полях (4:1 и 3:1) вряд ли реально, учитывая разницу скоростей осадконакопления и уже известные (хотя и приблизительно) площади рудных зон в Тихом и Индийском океанах. Выведение Мп в осадки современного

Выведение Mn в осадки современного океана

Зона осадков	Масса абиогенных осадков, млрд. т в год	Масса Mn	
		млн. т в год	%
Прибрежная	23,37	16,36	61,0
Пелагическая	1,69—1,57	6,75—6,27	24,0
периферия	0,04—0,16	3,79—4,27	15,0
рудные поля			
Всего	25,1	26,9	100

океана показано в табл. 4. В пределах пелагической зоны осадков океана марганец распределяется следующим образом: в среднем 6,51 млн. т в год поступает в периферические осадки пелагиали и 4,03 млн. т в год в осадки рудных полей, что составляет около 15% от общего поступления Mn в океан.

Представляет безусловный интерес сопоставление потоков осадочного и гидротермального Mn в донные отложения океанов. Основная масса глубинного Mn, поступающего в составе гидротерм, выделяется в воду и попадает в осадки пелагической зоны океана в областях срединноокеанских рифтовых зон и трансформных разломов. Наиболее детально изучены обширная область Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), где распространены металлоносные осадки, содержащие повышенные концентрации Mn главным образом гидротермального генезиса. По данным Ю. А. Богданова и др. [4], в металлоносных осадках ВТП накопление гидротермального Mn составляет 175 млн. т за 1000 лет, или 0,175 млн. т в год. Видимо, эта величина не отражает полного поступления Mn в составе гидротерм, хотя бы потому, что существует зона рассеяния, примыкающая к металлоносным осадкам. Существуют, вероятно, и другие мелкие гидротермальные источники, роль которых оценке потока не поддается. Таким образом, трудно оценить общий поток гидротермального Mn даже в пределах Тихого океана. По имеющимся данным [13, 20], значительно слабее проявляется в осадках поступление элементов с гидротермами в Индийском и особенно в Атлантическом океане. Поэтому для оценки общего поступления Mn в составе гидротерм мы используем данные М. Лиля [21], который приводит значение $9 \cdot 10^{11}$ г в год, или 0,9 млн. т в год. Обычно при сравнении гидротермальной поставки с терригенной проводят сопоставление жидкого стока рек и растворов гидротерм. В таком случае поставка Mn гидротермами в 2 раза превышает поступление Mn в растворе речного стока (0,43 млн. т в год). В сравнении же с общей поставкой Mn в океан ($26,9 + 0,9 = 27,8$ млн. т в год) гидротермальный источник дает лишь 3,2% элемента. В пелагическом осадкообразовании роль гидротермального Mn значительно выше, но и здесь она равна $(0,9/10,54 + 0,9) \cdot 100 = 7,9\%$. Гидротермальный источник Mn в океане составляет только около 22% марганца, отлагающегося в пределах рудных зон океана. Оценки роли гидротермального Mn в океанском осадочном цикле, приведенные нами, совпадают с ранее сделанными оценками вклада гидротермального материала. Как известно, Н. М. Страхов [20] оценивал роль гидротерм первыми процентами. А. П. Лисицын [13] считает, что вклад эндогенного источника в баланс осадочного материала океанов колеблется от 2 до 10%.

БАЛАНС МАРГАНЦА И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПЕЛАГИАЛИ ОКЕАНОВ

Как видно из табл. 3, в пределах рудных полей пелагиали океана ежегодно поступает в осадки от 3,69 до 5,35 млн. т Mn. В табл. 4 пределы потока Mn на рудные поля сужены до 3,74—4,27 млн. т. Сделано это

потому, что крайние высокие, как и крайние низкие отношения масс осадков вряд ли могут характеризовать усредненные условия в пределах пелагиали океанов. Однако условия осадконакопления в пределах центральных частей глубоководных котловин нельзя принимать совершенно одинаковыми. Резкие изменения рельефа дна, наличие или отсутствие придонных течений приводит к неравномерному отложению осадков. Это обстоятельство, возможно, является основной причиной в одних случаях отсутствия конкреций на отдельных площадях осадков рудных полей, в других — образования массивных рудных корок при полном отсутствии рыхлых осадков. В первом случае (отсутствие конкреций), реализуемом при повышенных скоростях осадконакопления, конкреции не образуются, но в рыхлых осадках обнаруживаются высокие концентрации Mn. Этот вариант в табл. 3 отвечает малым отношениям масс осадков (периферия: рудные поля) 3:1, 4:1, может быть 10:1. Во втором случае (образование руд коркового типа) при высоком отношении масс осадков (100:1, 80:1, может быть 60:1) концентрация в осадках рудных полей гидратированной двуокиси Mn(IV) (и гидроокиси Fe(III)) так велика, что рудное вещество является цементом, схватывающим весь осадочный материал с образованием сплошной рудной корки. Как видно из табл. 3, содержание Mn в таких корках без дополнительного диагенетического стягивания может достигать 17—20%.

При рассмотрении проблемы современного рудообразования в пелагиали океанов наиболее интересна средняя часть табл. 3 (отношения масс от 60:1 до 10:1), отражающая интенсивное диагенетическое конкрециеобразование за счет вмещающих осадков. Здесь рудная часть осадков (гидроокиси Mn и Fe, содержащие Cu, Ni, Co и другие рассеянные и редкие элементы) в значительной степени диагенетически перераспределяется, обособляясь от нерудной (главным образом глинистой, карбонатной или кремнистой) части, с образованием конкреций. Как видно из табл. 3, балансовый расчет дает необычно высокие содержания Mn в таких осадках рудных полей. От отношения масс осадков 10:1, где рассчитано содержание Mn 2,5%, с уменьшением массы осадков рудных полей содержание Mn возрастает до 13% при отношении масс осадков 60:1. Такие высокие содержания Mn реально в осадках не наблюдаются, а рассчитанные по балансу осадочного материала и приведенные в табл. 3 концентрации его в осадках рудных полей — величины условные, включающие Mn, как рассеянный в рыхлых осадках, так и сконцентрированный в конкрециях.

Для обсуждения полученных в табл. 3 результатов и дальнейших расчетов на основе балансовых данных рассмотрим сначала реальные соотношения между конкрециями и осадками, существующие на рудных полях океана. Для этого воспользуемся экспериментальными данными на изученном и описанном ранее профиле через рудное поле Северо-Восточной котловины Тихого океана [6—8]. Необходимые характеристики конкреций и осадков этого профиля приведены в табл. 5, в которой рассчитаны данные по массе конкреций (в % от вмещающего осадка), коэффициенту стягиваемости Mn в конкреции и исходному содержанию Mn в осадках. Все расчеты выполнены, исходя из голоценового возраста (10 000 лет) начала интенсивного рудообразования в осадках океана. Исходное содержание Mn в осадках, кроме того, приведено, для возраста конкреций 100 000 лет. Как видно из табл. 5, если принять возраст конкреций 100 000 лет, масса их составляет существенную часть вмещающих осадков (22,6%), изменяясь по разрезу от 11 до 38%. Коэффициент стягиваемости Mn в пределах рудных полей постоянно высок и в среднем равен 86,2% при колебаниях для отдельных станций от 71,2 до 96,9%. Исходное содержание в осадках голоценового слоя, вмещающего конкреции, изменяется от 3,5 до 10,3% при среднем значении для всего разреза 5,9% Mn. При расчете на возраст конкреций 100 000 лет значения

**Характеристики конкреций вмещающих осадков на профиле Гаван—Мексика
(рудное поле Северо-Восточной котловины Тихого океана)**

Параметры	Станции								Среднее
	643	645	647	649	651	653	675	655	
Продуктивность конкреций, кг/м ²	4,0	2,0	1,0	0,9	4,6	8,6	5,4	12,0	4,8
Скорость осадконакопления, мм/1000 лет	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	2,0	5,0	1,0
Масса конкреций от голоценового осадка, %	34,8	21,1	11,8	10,7	38,0	36,4	15,5	13,7	22,6
Содержание Мп, %:									
в осадках	0,60	0,66	0,54	0,78	0,52	0,76	1,50	1,21	0,82
в конкрециях	18,65	20,37	28,53	25,27	26,56	23,70	26,12	18,73	23,5
Коэффициент стягиваемости Мп для голоценового слоя, %	94,3	89,2	87,6	80,1	96,9	94,7	75,8	71,2	86,2
Исходное содержание Мп в осадках голоцена, %	6,9	4,8	3,8	3,5	10,3	9,1	5,3	3,6	5,9
Для возраста конкреций 100000 лет									
наблюдаемое среднее содержание Мп в осадках, %	0,57	0,60	0,51	0,62	0,49	0,87	0,88	1,83	0,80
исходное содержание Мп, %	1,51	1,71	0,91	1,08	1,99	2,00	1,94	1,49	1,58

массы конкреций от вмещающего осадка, коэффициента стягиваемости и исходных содержаний Мп в осадках будут, естественно, ниже.

Вернемся теперь к обсуждению данных табл. 3. Строго говоря, масса осадков в пределах рудных полей должна быть увеличена за счет массы самих конкреций (если принять, что возраст их голоценовый). По данным табл. 5, масса конкреций составляет в среднем 22,7% массы вмещающих осадков, т. е. почти на четверть повышает общую массу осадков. Поэтому масса рудных осадков в табл. 3 увеличена нами на 25%, что показано в соответствующей графе таблицы и сделан перерасчет содержания Мп в осадках рудных полей. Сравнивая данные табл. 3 и 5, можно заключить, что при отношениях масс осадков на периферии пелагиали и рудных полей от 60 : 1 до 20 : 1 мы получаем расчетом по балансу (см. табл. 3) исходные содержания Мп в осадках (от 10,4 до 3,7%), что сходится с исходными содержаниями в осадках Северо-Восточной котловины (см. табл. 5), рассчитанными по фактическим данным (3,5—10,3% Мп).

Таким образом, сделанный нами ранее [6, 8] вывод о том, что для интенсивного рудообразования в пелагиали океанов необходимо высокое содержание Мп в осадках (в виде осаждаемой на дно гидратированной двуокиси), подтверждается совершенно независимым методом расчета, так же как и вывод о сравнительной молодости современного периода рудообразования и голоценовом возрасте пелагических конкреций океана. Расчетные данные табл. 5 получены, исходя из голоценового возраста конкреций, исходное содержание Мп в осадках (см. табл. 3)—по балансу Мп в современном океане. При заданных условиях они дают сходящиеся результаты. При сравнении исходного содержания Мп в голоценовых осадках океана с данными для слоя осадков в 100000 лет (см. табл. 5) видно, что реальные концентрации, наблюдаемые в осадках указанного слоя, много ниже, чем необходимо для интенсивного рудообразования. Известно, что на более глубоких горизонтах (2—3 м под дном) глубоководных красных глин океана (Северо-Западная, Северо-Восточная котловины Тихого океана) концентрации Мп в 1,5—2 раза выше, однако конкреции там очень редки [9, 15]. Причина отсутствия

интенсивного рудообразования в таких осадках та же, что и в осадках возрастом 100000 лет. Несмотря на повышенное содержание Мп, его явно недостаточно для данного процесса.

Зная массу Мп, отлагающегося в осадках рудных полей (см. табл. 3), и пользуясь величинами коэффициента стягиваемости Мп в конкреции (см. табл. 5), можно рассчитать количество элемента, входящего в состав конкреций, и массу самих конкреций, образующихся ежегодно, если задаться содержаниями Мп в них. По данным табл. 5, средняя величина коэффициента стягиваемости равна 86,2%. Отсюда масса Мп в конкрециях составит $3,74 \text{ млн. т в год} \cdot 0,862 = 3,22 \text{ млн. т в год}$ (или $4,27 \cdot 0,862 = 3,67 \text{ млн. т в год}$). При среднем содержании Мп в конкрециях (см. табл. 5) 23,5% получается, что в осадках рудных зон океана ежегодно образуется $3,22 : 0,235 = 13,7 \text{ млн. т}$ (или $4,27 : 0,235 = 18,2 \text{ млн. т}$) конкреций. Если те же данные рассчитать на среднее содержание Мп в конкрециях Тихого океана (18% Мп), то получим следующие величины $3,22 : 0,18 = 17,9 \text{ млн. т в год}$ (или $4,27 : 0,18 = 23,7 \text{ млн. т в год}$). Таким образом, за время голоцена (10000 лет) в осадках рудных полей пелагической зоны океана должно образоваться 180—240 млрд. т конкреций. В разное время сообщались различные сведения о массе конкреций на поверхности дна океана. Так, для Тихого океана количество их ориентировочно оценивалось Н. С. Скорняковой и Н. Л. Зенкевичем [18] в 90 млрд. т; П. Л. Безруковым [2] — в 340 млрд. т; Д. Флипсом и Р. Кауфманом, данные которых приведены в [2], — в 400 млрд. т; Дж. Мерио [14] оценивал общее количество конкреций в 1650 млрд. т. Полученная нами расчетная величина в 200 млрд. т одного порядка с перечисленными выше. Это позволяет надеяться, что сам метод расчета достаточно корректен и принятые нами допущения близки к истине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин О. А. Химический состав растворенных веществ речного стока. — В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979, с. 51—55.
2. Безруков П. Л. Геологические предпосылки освоения океанских конкреционных руд. — В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 250—257.
3. Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф. К геохимии железомарганцевых конкреций Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 18—37.
4. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Мигдисов А. А., Смирнов В. И., Старостин В. И. О генезисе металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249—275.
5. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
6. Волков И. И. Железомарганцевые конкреции. — В кн.: Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979, с. 414—467.
7. Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 186—204.
8. Волков И. И., Штеренберг Л. Е., Фомина Л. С. Железомарганцевые конкреции. — В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980, с. 169—223.
9. Глаголева М. А. Элементы железомарганцевой группы. — В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1979, с. 143—185.
10. Гордеев В. В., Лисицын А. П. Средний химический состав взвесей рек Мира и питание океанов речным осадочным материалом. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 1, с. 225—228.
11. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Месхетели А. В. Подземный сток в моря и Мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
12. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
13. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
14. Мерио Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
15. Розанов А. Г., Соколов В. С., Волков И. И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4, с. 26—39.

16. *Скорнякова Н. С.* Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Лitol. и полезн. ископ., 1964, № 5, с. 3—20.
17. *Скорнякова Н. С.* Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железомарганцевые конкреции.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 168—189.
18. *Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л.* Распределение железомарганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1961, т. 1, вып. 1, с. 86—94.
19. *Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л.* Закономерности пространственного распространения железомарганцевых конкреций.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 37—81.
20. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
21. *Lyle M.* Estimation of hydrothermal manganese input to the oceans.— Geology, 1976, v. 4, № 12, p. 733—736.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
16.XII.1980

УДК 550.4 : 551.35(267.5)

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РУДОНОСНЫХ ОСАДКОВ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС-II (КРАСНОЕ МОРЕ)

БУТУЗОВА Г. Ю., ЛИСИЦЫНА Н. А., ЛУБЧЕНКО И. Ю.

Детальное изучение химического состава рудоносных осадков впадины Атлантис-II (Красное море) на примере двух представительных колонок позволило выявить геохимическую специфику этих образований.

Показано, что в рудоносных осадках впадины Атлантис-II содержания таких элементов, как Fe, Zn, Cu, Pb, и Mo, значительно выше, чем в пелагических красных глинах и в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана. Co, Ni, V и другие элементы, обогащающие металлоносные осадки Тихого океана, в красноморских рудных отложениях повышенных содержаний не обнаруживают. Главными причинами различия в геохимическом спектре элементов, характеризующем металлоносные осадки этих двух тектонически активных регионов, являются разная интенсивность рудного процесса и неодинаковые скорости накопления рудного вещества.

Всестороннее изучение рудоносных осадков, развитых в пределах рифтовой зоны Красного моря, представляет большой интерес для оценки их промышленной значимости и расшифровки генезиса древних вулканогенно-осадочных месторождений. Один из важных аспектов этого изучения — выяснение геохимических особенностей рудных осадков. Имеющиеся в литературе данные относятся лишь к отдельным рудоносным впадинам и далеко не достаточны для характеристики геохимии рудного процесса в Красном море. Большинство из них характеризуют осадки впадины Атлантис-II, в которой процессы рудогенеза проявляются наиболее интенсивно.

Еще в 1966 г. в работе А. К. Миллера с соавторами было показано, что богатые железом и марганцем осадки этой впадины содержат повышенные количества Zn, Cu, Cd, Pb и Ag [19]. Дж. Л. Бишофф также отмечает повышенные содержания ZnO, CuO и Ag и прямую зависимость этих элементов от количества серы, что позволяет предполагать наличие этих элементов преимущественно в составе сульфидов. Им установлена также неоднородность химического состава осадков даже в пределах одной и той же фации [11]. Значительно более широкий набор элементов проанализирован П. Хендриком с соавторами в отложениях впадин Атлантис-II, Дискавери и Чейн, однако выполненные определения имеют полуколичественный характер и дают лишь самые общие представления об особенностях их геохимии [17]. Тем не менее, по данным этих авторов, максимальные содержания Zn (до 20%), Cu (до 3%), а также повышенные количества Ag и Au наблюдаются в прослоях, обогащенных сульфидами. Авторы подчеркивают также резкую геохимическую изменчивость состава осадков. К. Вебером-Дифенбахом был выполнен детальный геохимический анализ осадков одной колонки из впадины Атлантис-II [22]. Им было сделано более 100 определений основных осадкообразующих компонентов и целого ряда микроэлементов. Как и другие авторы, он отмечает резкие колебания в содержаниях

большинства изученных элементов по всей колонке и даже в пределах одной и той же фации; им показана положительная корреляция Zn, Cu, Pb, Ag и Cd с серой, свидетельствующая о присутствии главной массы этих элементов в составе сульфидов. По данным К. Вебера-Дифенбаха, изученные им осадки характеризуются обычно низкими содержаниями Cr, Co и Ni.

Как видно из приведенного краткого обзора, имеющихся данных недостаточно для воссоздания геохимической специфики рудоносных осадков Красного моря даже в пределах впадины Атлантис-II. Изученный набор химических элементов ограничен, связи этих элементов с фациальным и минералогическим составом рудоносной толщи слабо охарактеризованы. Важно отметить также, что резкая геохимическая изменчивость состава осадков, подчеркиваемая рядом авторов, требует детального систематического опробования для получения достоверных величин средних содержаний элементов в рудной толще. Из сказанного следует, что на данном этапе исследований любые новые данные по геохимии рудоносных осадков Красного моря представляют большой интерес. В настоящем сообщении приводятся результаты проведенного нами геохимического изучения осадков впадины Атлантис-II на примере двух колонок — 1905(4) и 1905(5). Первая из этих колонок 1905(4) расположена в центральной части впадины и имеет координаты 21°22,8' сев. широты и 38°05,3' вост. долготы; вторая 1905(5) — в юго-восточной части впадины, координаты 21°20,5' сев. широты и 38°06,1' вост. долготы. Мощность осадков в колонке 1905(4) — 575 см, в колонке 1905(5) — 580 см. Вещественный и минеральный состав осадков этих станций детально изучен нами ранее [6].

Для понимания геохимических особенностей рудоносной толщи впадины Атлантис-II необходимо напомнить основные черты ее состава и строение. Рудная толща имеет слоистое строение и сложена тонкими сильно обводненными гелеобразными илами, пестро окрашенными в красно-бурые, ржаво-охристые, горчично-желтые, зеленые, серые и черные цвета. Для нее характерна крайняя неоднородность химического и минерального состава. Основные компоненты осадков представлены гидроокислами железа и кремнеземом, которые в сумме составляют, как правило, более 70% осадка. Главная составная часть рудных илов — рентгеноаморфная кремнево-железистая масса микроглобулярной структуры. Местами гидроокислы железа раскристаллизованы в гетит, реже — в гематит.

Для рудных осадков впадины Атлантис-II характерно присутствие линзовидных прослоев и участков, сложенных железистыми смектитами — продуктами раскристаллизации кремнево-железистого геля [5]. Помимо основных компонентов — гидроокислов железа и кремнезема — рудные осадки содержат в своем составе и другие минеральные виды, среди которых наибольший интерес для геохимической характеристики рудной толщи представляют сульфиды железа, цинка и меди, гидроокислы марганца, а также карбонаты железа и марганца. Сульфиды в осадках распределены крайне неравномерно. Они обогащают редкие прослои, выделяющиеся в разрезе темно-серой и черной окраской, а также низкими, вплоть до отрицательных, величинами окислительно-восстановительного потенциала. Среди сульфидов широко развиты рентгеноаморфные разновидности, а также сфалерит, как правило, очень плохо окристаллизованный, реже пирит и халькопирит. Пирит встречается в виде отдельных идиоморфных кристаллов и их скоплений, сфалерит, как правило, образует густую микровкрапленность. В некоторых сульфидсодержащих прослоях нами обнаружены отдельные идиоморфные кристаллы барита.

В рассмотренных нами колонках 1905(4) и 1905(5) четко выражены прослои, резко обогащенные гидроокислами марганца. Эти прослои

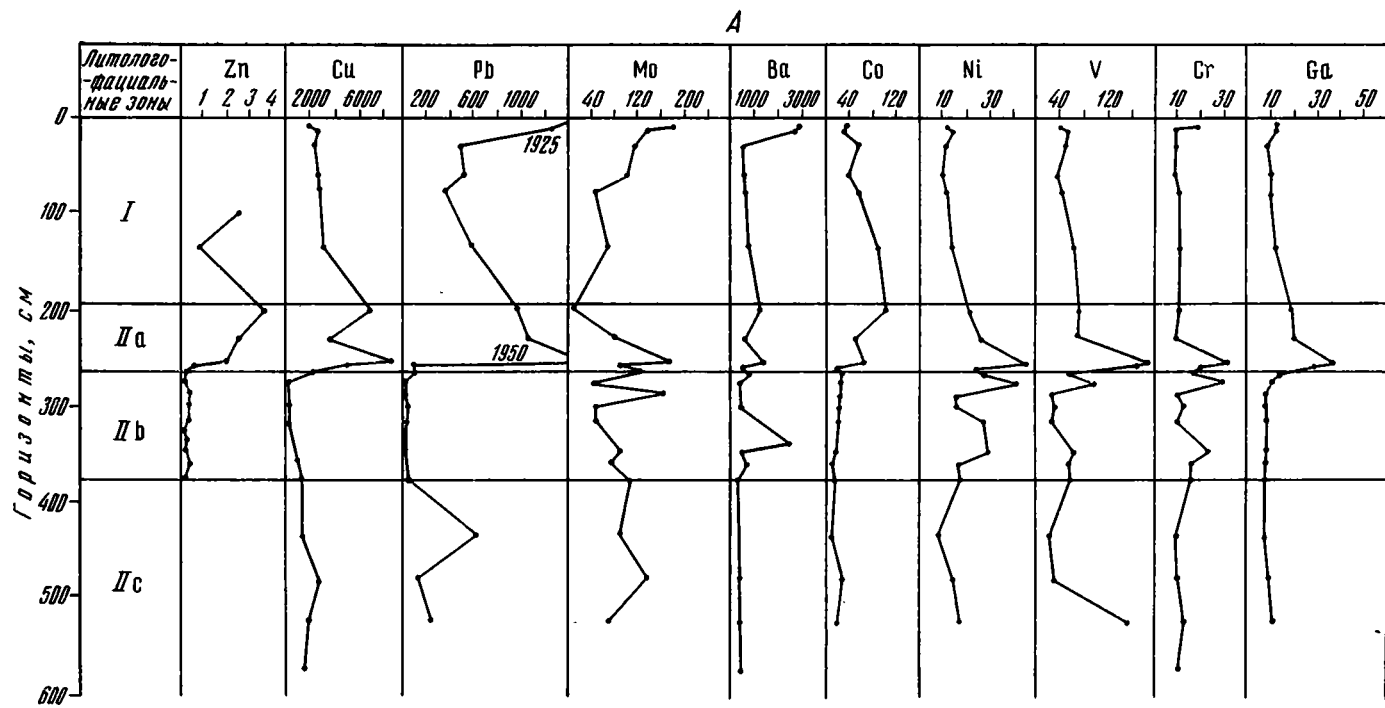
мощностью от 1—5 до 15—20 см отличаются темно-бурой, почти черной окраской и максимально высокими для осадков значениями Eh (500—600 мВ). По данным рентгенометрии, гидроокислы марганца представлены в основном манганитом, образующим коллоидные сгустки и почковидные, натежные микроконкреции размером до 2—2,5 мм. Железистые карбонаты, в которых часть железа замещена марганцем и которые мы выделяем под общим названием манганосидериты, рассеяны в массе ила, а также образуют отдельные скопления и линзы, неравномерно распределенные по всей рудной толще. Для рудоносных осадков характерна крайне незначительная примесь биогенно-терригенного материала, карбонатность их в целом очень низкая, содержания CO_2 составляют, как правило, сотые доли — единицы процента и повышаются до 10, реже 20% в прослоях, обогащенных манганосидеритами и биогенным материалом. Количества органического углерода также весьма незначительны, обычно не превышают 0,5%.

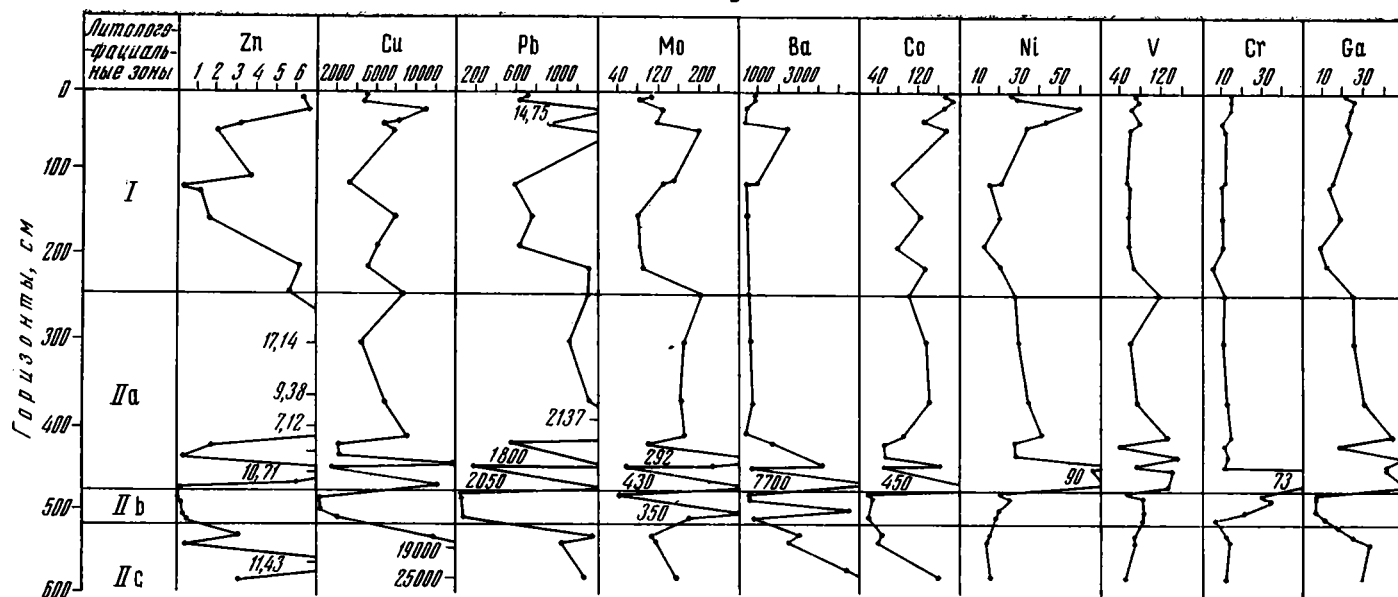
Несмотря на чрезвычайно сложное строение рудной толщи и большую неоднородность состава осадков, изученные нами разрезы делятся на ряд литолого-фациальных зон, которые в общем соответствуют зонам, выделенным Н. Бекером и Н. Рихтером [10]. Верхняя часть толщи (I) соответствует «аморфной зоне» (АМ) Н. Бекера и Н. Рихтера, нижняя часть (II) подразделяется на три зоны: зона II-а отвечает верхней сульфидной зоне (SU_2), средняя — II-в — окисной (СО) и нижняя — II-с — нижней сульфидной зоне (SU_1). Для геохимической характеристики рудной толщи изучено распределение целого ряда химических элементов по всему разрезу колонок 1905(4) и 1905(5). Образцы отбирались с интервалами 10—30 см. Всего проанализировано более 50 образцов на содержание в них Si, Fe, Mn, Al, Ti, CO_2 , $\text{C}_{\text{орг.}}$, $\text{S}_{\text{общ.}}$, Zn, Cu, Pb, Mo, Ba, Co, Ni, V, Cr, Ga, Ge. Выполнены также отдельные определения Р. Первые восемь компонентов, а также Р определялись классическим методом химического анализа в химической лаборатории Геологического института АН СССР. Определение цинка осуществлялись аналогичным методом в отделе химии океана Института океанологии АН СССР. Остальные микроэлементы, за исключением Ba, анализировались с помощью количественного спектрального анализа на спектрографе ДФС-13; Ba — рентгенфлуоресцентным методом.

Распределение микроэлементов в разрезах станций 1905(4) и 1905(5) показано на графиках фиг. 1. Графики распределения основных осадкообразующих элементов (Fe, Mn, Si, Al, Ti, CO_2 , $\text{C}_{\text{орг.}}$, $\text{S}_{\text{общ.}}$) в тех же разрезах приведены в работе [6]. Для большинства изученных элементов подсчитаны средневзвешенные содержания как для разрезов в целом, так и для отдельных литолого-фациальных зон (таблица). Для сравнения в таблицу включены средние содержания тех же элементов в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана и в глубоководных красных глинах. Из таблицы видно, что при весьма значительных колебаниях концентраций целая группа элементов в разной степени обогащает металлоносные осадки Красного моря по сравнению как с пелагическими красными глинами, так и с металлоносными осадками юго-восточной части Тихого океана. Из числа главных элементов это Fe, из числа малых Zn, Cu, Pb, Mo.

Марганец обогащает осадки впадины Атлантик-II только по сравнению с глубоководными красными глинами. Концентрации кремния, который наряду с перечисленными элементами участвует в рудном процессе, сопоставимы с его концентрациями в металлоносных осадках, но заметно ниже, чем в глубоководных красных глинах, где главная масса SiO_2 входит в состав глинистых минералов.

Содержания **железа** в колонках 1905(4) и 1905(5) колеблются от 8 до 50%. Наиболее низкие концентрации железа (8—12%) наблюдаются в окисной зоне, в прослоях, резко обогащенных марганцем (мангани-





Фиг. 1. Распределение в осадках малых элементов
 А — станция 1905 (4); Б — станция 1905 (5). Zn приведен в %; остальные элементы — в $10^{-4}\%$

Средневзвешенные содержания химических элементов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II

Литолого-фациальные зоны	Al	Ti	Si	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb
I	<u>1,06—4,65</u> 2,30	<u>0,02—0,10</u> 0,06	<u>10,25—14,55</u> 12,58	<u>29,82—39,0</u> 37	<u>0,09—1,65</u> 0,21	<u>2 800—66 700</u> 41 093	<u>3 262—11 000</u> 6 083	<u>575—4000</u> 1263
II-a	<u>1,97—5,06</u> 3,02	<u>0,05—0,31</u> 0,06	<u>5,32—18,68</u> 12,00	<u>12,58—34,10</u> 30,80	<u>0—4,85</u> 1,22	<u>2 500—171 400</u> 114 732	<u>5 300—13 875</u> 10 126	<u>1019—2137</u> 1464
II-b	<u>1,85—4,42</u> 3,16	<u>0,05—0,26</u> 0,15	<u>2,99—8,97</u> 4,57	<u>8,30—47,75</u> 22,60	<u>1,65—38,50</u> 15,60	<u>1 000—4 800</u> 2 252	<u>15—2 050</u> 566	<u>15—47</u> 22
II-c	<u>3,12—3,71</u> 3,37	<u>сл.—0,05</u> 0,05	<u>10,58—12,88</u> 11,30	<u>26,67—49,43</u> 38,60	<u>1,63—7,85</u> 2,55	<u>5 700—114 300</u> 59 323	<u>11 500—25 000</u> 20 236	<u>1025—1350</u> 1250
Среднее	2,77	0,06	11,64	32,74	2,16	73 580	9 590	1284
I	<u>1,03—1,86</u> 1,56	<u>сл.—0,08</u> 0,06	<u>9,45—13,92</u> 12,52	<u>33,59—43,78</u> 33,30	<u>0,09—1,10</u> 0,34	<u>8 200—25 000</u> 9 880	<u>2 450—3 325</u> 2 738	<u>365—1275</u> 690
II-a	<u>2,13—4,35</u> 2,53	<u>0,02—0,2</u> 0,08	<u>14,39—18,58</u> 16,53	<u>27,11—33,24</u> 30,50	<u>0,17—2,75</u> 1,12	<u>6 200—36 200</u> 28 019	<u>4 900—9 000</u> 5 764	<u>990—1950</u> 1189
II-b	<u>1,46—4,68</u> 3,00	<u>0,05—0,18</u> 0,12	<u>3,33—11,77</u> 5,69	<u>11,95—49,70</u> 40,10	<u>1,65—27,50</u> 4,60	<u>500—3 300</u> 1 658	<u>38—2 375</u> 359	<u>10—97</u> 25
II-c	<u>0,68—1,71</u> 1,25	<u>0,05—0,08</u> 0,05	<u>9,95—17,87</u> 13,43	<u>27,18—47,92</u> 35,30	<u>0,46—3,85</u> 1,92	<u>400—600</u> 459	<u>1 275—3 375</u> 1 981	<u>48—625</u> 295
Среднее	1,81	0,07	12,48	34,67	1,85	6 493	2 670	529
Среднее из двух колонок	2,29	0,065	12,06	33,70	2,00	40 000	6 130	905
Металлоносные осадки ЮВ части Тихого океана	4,35	0,32	15,45	18,10	5,09	422	1 080	152
Пелагические глины океана	8,50	0,46	25,00	6,50	0,67	165	250	80

Продолжение таблицы

Литолого-фациальные зоны	Mo	Ba	Co	Ni	V	Cr	Ga	Ge	P
I.	<u>80—202</u> 125	<u>500—2500</u> 900	<u>66—190</u> 126	<u>14—60</u> 29	<u>49—75</u> 59	<u>10—14</u> 11	<u>14—26</u> 21	<u>4—18</u> 11,7	<u>0,08—0,12</u> 0,10
II-a	<u>54—430</u> 152	<u>600—7700</u> 2910	<u>44—450</u> 92	<u>26—83</u> 45	<u>33—150</u> 86	<u>10—73</u> 22	<u>17—51</u> 35	<u>2,6—25</u> 11,1	Не определялось
II-b	<u>40—350</u> 187	<u>500—5500</u> 1800	<u>14—22</u> 20	<u>16—24</u> 19	<u>48—80</u> 72	<u>10—34</u> 23	10	<u>1,5—5,6</u> 2,5	»
II-c	<u>105—152</u> 133	<u>2400—6700</u> 4000	<u>32—158</u> 76	<u>11—20</u> 13	<u>41—60</u> 54	<u>10—12</u> 11	<u>24—32</u> 28	<u>3,2—8,8</u> 5,5	»
Среднее	145	1353	93	35	65	18	28	10	
I	<u>45—145</u> 92	<u>500—2800</u> 700	<u>35—90</u> 54	<u>10—14</u> 13	<u>38—64</u> 52	<u>10—11</u> 10	<u>10—12</u> 11	<u>4,9—10,5</u> 7,7	<u>0,08—0,14</u> 0,11
II-a	<u>108—174</u> 123	<u>500—1400</u> 1000	<u>21—104</u> 87	<u>21—47</u> 37	<u>74—195</u> 130	<u>10—32</u> 18	<u>18—37</u> 27	<u>6,8—11,0</u> 8,8	<u>0,08—0,16</u> 0,12
II-b	<u>78—165</u> 126	<u>400—4300</u> 1460	<u>11—29</u> 22	<u>16—42</u> 25	<u>28—104</u> 70	<u>10—30</u> 17	<u>10—11</u> 10	<u>1,5—3,5</u> 3,3	<u>0,02—0,12</u> 0,06
II-c	<u>68—138</u> 104	<u>200—400</u> 300	<u>17—30</u> 21	<u>15—18</u> 16	<u>34—160</u> 69	<u>10—14</u> 12	<u>10—12</u> 11	<u>5,5—16,7</u> 9,5	<u>0,04—0,10</u> 0,06
Среднее	109	865	43	22	80	14	14	7,8	0,08
Среднее из двух колонок	127	1100	68	28	72	16	21	7,75	
Металлоносные осадки ЮВ части Тихого океана	93	8500	280	840	450	40	9		
Пелагические глины океана	27	2300	74	225	102	90	20		0,11

Примечание. В числителе указаны пределы колебаний, в знаменателе — средневзвешенные содержания. Al, Ti, Fe, Mn, P приведены в %; Zn, Cu, Pb, Mo, Ba, Co, Ni, V, Cr, Ga, Ge в 10⁻⁴%. Средние содержания всех элементов, кроме P, в металлоносных осадках Тихого океана и в глубоководных красных глинах заимствованы из работы [7]. Средние содержания P в красных глинах даны по Батурину, 1978 [1].

товые прослои). Средневзвешенное содержание железа в осадках двух станций составляет 33,7%, что примерно в 2 раза выше, чем в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана, и в 5 раз выше, чем в глубоководных красных глинах. Главная масса железа присутствует в форме аморфных, реже окристаллизованных окислов и гидроокислов (гетит, гематит). В меньшей степени железо входит в состав железистых смектитов и лишь незначительная часть его связана с карбонатами и сульфидами.

Содержания марганца в изученных колонках колеблются в очень широких пределах — от следов до 38,5%. Фоновые концентрации обычно низкие (сотые — десятые доли процента); в прослоях, содержащих манганосидериты, они повышаются до 3—5%, максимально высокие концентрации (27,5—38,5%) наблюдаются в единично встречающихся манганитовых прослоях. В целом средневзвешенное содержание марганца в изученных осадках впадины Атлантис-II примерно в 3 раза выше, чем в пелагических красных глинах, но значительно ниже, чем в металлоносных осадках Тихого океана (~ в 2,5 раза).

Кремний, который наряду с железом является одним из основных осадкообразующих компонентов, в среднем составляет 12% (пределы колебаний от 3 до 19%). Это близко к его содержанию в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана и в 2,5 раза ниже, чем в глубоководных красных глинах. Учитывая крайне низкие содержания SiO_2 (кварца), определенного аналитически (как правило, доли % Si), и почти полное отсутствие в осадках кремневых организмов, можно считать, что в отличие от красных глин практически весь кремнезем во впадине Атлантис-II аутигенный (эндогенный). Он присутствует в осадках в виде гелей, а также входит в состав новообразованных железистых смектитов.

Из числа малых элементов, интенсивно накапливающихся в осадках впадины Атлантис-II, особенно значительное обогащение обнаруживает цинк. В рассмотренных нами колонках содержания цинка колеблются в очень широких пределах, минимальные значения его составляют 400—500·10⁻⁴%, максимальные достигают 12—17% (см. фиг. 1): Средневзвешенное содержание цинка по двум колонкам 4%, что на два порядка выше средних концентраций его в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана и примерно в 250 раз выше, чем в глубоководных красных глинах. Наибольшее обогащение цинком отмечается, как правило, в сульфидных зонах. Экстремально высокие значения его относятся к маломощным прослоям, обогащенным сульфидами, и выражаются в виде пиков на графиках. Повышенные концентрации цинка наблюдаются также в верхней аморфной зоне. Экстремально низкие содержания характерны для окисной зоны (см. фиг. 1). Основной формой фиксации цинка являются сульфиды, как слабоокристаллизованный сфалерит, так, по-видимому, и аморфные сульфиды. Присутствие рентгеноаморфных сульфидов цинка и меди в рудоносных осадках впадины Атлантис-II отмечено в работе [13]. По данным К. Вебера-Дифенбаха не весь обнаруженный в осадках цинк связан с сульфидами, некоторые его количества сорбируются на гидроокислах железа и кремния, причем содержание адсорбированного цинка уменьшается сверху вниз по разрезу рудной толщи [22].

Наряду с цинком осадки изученных разрезов существенно обогащены медью. Содержания меди колеблются в широких пределах от 15 до 25000·10⁻⁴%. Максимальные содержания, как и для цинка, свойственны осадкам сульфидных зон, минимальные — осадкам окисной зоны, однако четкой корреляции между медью и цинком не наблюдается (см. фиг. 1). Основной минеральной формой нахождения меди являются сульфиды, как окристаллизованные, так и аморфные. В отличие от цинка медь в сорбированном состоянии встречается редко [22]. Единич-

ные находки оксихлорида меди (атакамита) в осадках впадины Атлантис-II [5, 20] свидетельствуют о возможности осаждения меди в виде хлоридов. Среднее содержание меди в изученных колонках 0,6%, т. е. примерно в 6 раз выше, чем в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана, и в 25 раз превышает среднее для глубоководных красных глин.

К числу элементов, значительно обогащающих осадки в изученных колонках, относится также свинец. Содержания свинца колеблются от 10 до $4000 \cdot 10^{-4}\%$. Свинец, так же как цинк и медь, как правило, обогащает осадки сульфидных зон и входит главным образом в состав сульфидных минералов. Наиболее низкие его концентрации свойственны осадкам окисной зоны. Среднее содержание свинца в изученных колонках впадины Атлантис-II равно 0,09%, что в 6 раз выше среднего содержания элемента в металлоносных осадках и в 10 раз выше, чем в глубоководных красных глинах.

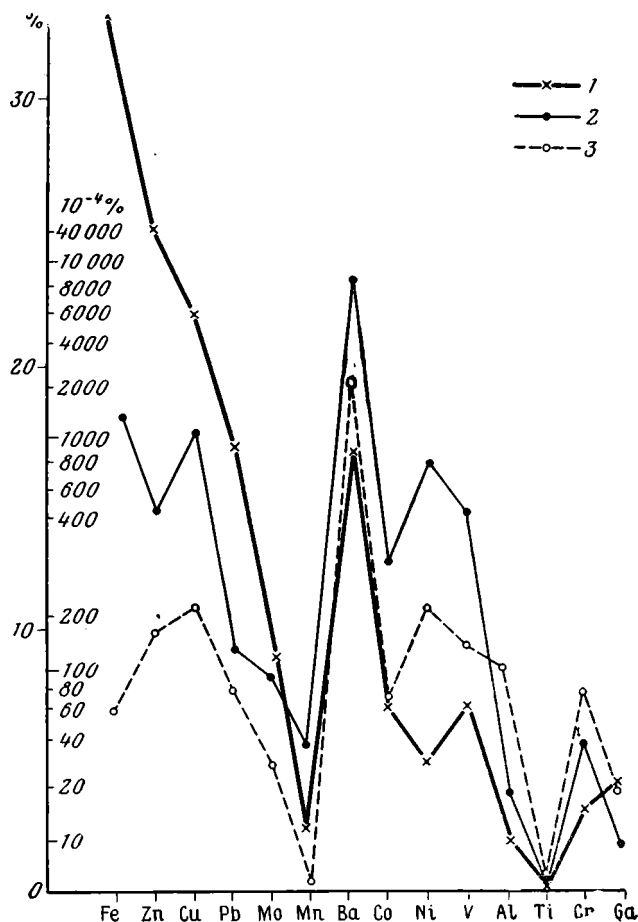
Содержания молибдена в осадках изученных колонок колеблются от 40 до $430 \cdot 10^{-4}\%$. В повышенных количествах Мо присутствует в отдельных прослоях всех фациальных зон, минеральные формы его нахождения недостаточно ясны. Предположительно он может входить как в состав сульфидных минералов, так и присутствовать в составе окислов железа и марганца. Среднее содержание молибдена по двум колонкам несколько выше, чем в металлоносных осадках и глубоководных красных глинах (см. таблицу).

Несколько неожиданными в осадках впадины Атлантис-II оказались относительно низкие содержания бария — элемента, характерного для гидротермально-осадочных образований. В изученных колонках в среднем они составляют 0,1% и колеблются от 0,02 до 0,8%. Содержание бария в металлоносных осадках Тихого океана 0,85%, в глубоководных красных глинах 0,23%. Локально встречающиеся высокие содержания Ва связаны с присутствием в осадках барита, часто приуроченного к сульфидным фациям [4, 10]. В окисных фациях барий, возможно, связан с гидроокислами марганца.

Рассмотренные элементы, интенсивно накапливающиеся в осадках впадины Атлантис-II, имеют в основном эндогенную природу и активно участвуют в рудообразующем процессе. Важно отметить, что экстремально высокие значения этих элементов и значительно повышенные средневзвешенные их содержания характерны для рудных осадков станции 1905(5). По сравнению с осадками станции 1905(4) особенно большие различия отмечены для таких элементов, как Zn, Cu, Pb, и более всего для цинка. Так, в осадках станции 1905(5) максимальные содержания цинка достигают 12—17%, тогда как в колонке 1905(4) они не превышают 4%. Средневзвешенные содержания цинка в осадках станции 1905(5) более чем на порядок, меди почти в 4 раза, свинца в 2,5 раза выше, чем в колонке 1905(4). Резкое обогащение осадков станции 1905(5) целым рядом эндогенных элементов, по-видимому, объясняется ее относительной близостью к источнику гидротермальных растворов, расположенному в юго-западной части впадины Атлантис-II [9, 11, 16].

В отличие от элементов, интенсивно накапливающихся в осадках впадины Атлантис-II, другая группа элементов присутствует в них в количествах, сопоставимых с концентрациями в глубоководных красных глинах или в значительно более низких. Из главных элементов — это прежде всего Al и Ti, из малых — Co, Ni, V, Cr, Ga, Ge. Содержания элементов этой группы, за исключением кобальта, мало меняются в осадках различных фациальных зон, хорошо коррелируют между собой и тесно связаны с присутствием в осадках терригенного материала. Все это свидетельствует о едином, терригенном, источнике этих элементов. Тот факт, что локально в осадках сульфидных фаций наблюдаются повышенные содержания Co (до $450 \cdot 10^{-4}\%$), значительно превышающие

его концентрации в красных глинах и даже в металлоносных осадках, свидетельствует о возможном частичном поступлении этого элемента в составе гидротермальных растворов. Предположительно Со накапливается в сульфидах сложного состава. Характерная особенность рудоносных осадков впадины Атлантик-II — низкие содержания Р, не превышающие 0,16% и в среднем составляющие 0,08%.



Фиг. 2. Соотношение химических элементов в осадках Красного моря, юго-восточной части Тихого океана и пелагических красных глинах
1 — рудоносные осадки впадины Атлантик-II; 2 — металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана; 3 — пелагические красные глины. Fe, Mn, Al, Ti приведены в %; остальные элементы — в $10^{-4}\%$

В результате рассмотрения данных по геохимии рудоносных осадков впадины Атлантик-II и их сопоставления с металлоносными осадками юго-восточной части Тихого океана и глубоководными красными глинами составлен график, на котором показано соотношение рассмотренных химических элементов во всех этих типах осадков (фиг. 2). На графике четко видно, что такие элементы, как Fe, Zn, Cu, Pb и Mo, в разной степени обогащают рудоносные осадки Красного моря по сравнению с пелагическими красными глинами и металлоносными осадками Тихого океана. Такие элементы, как Ba, Co, Ni, V, заметно накапливающиеся в металлоносных осадках Тихого океана, в рудных отложениях впадины Атлантик-II обнаруживают пониженные концентрации даже по сравне-

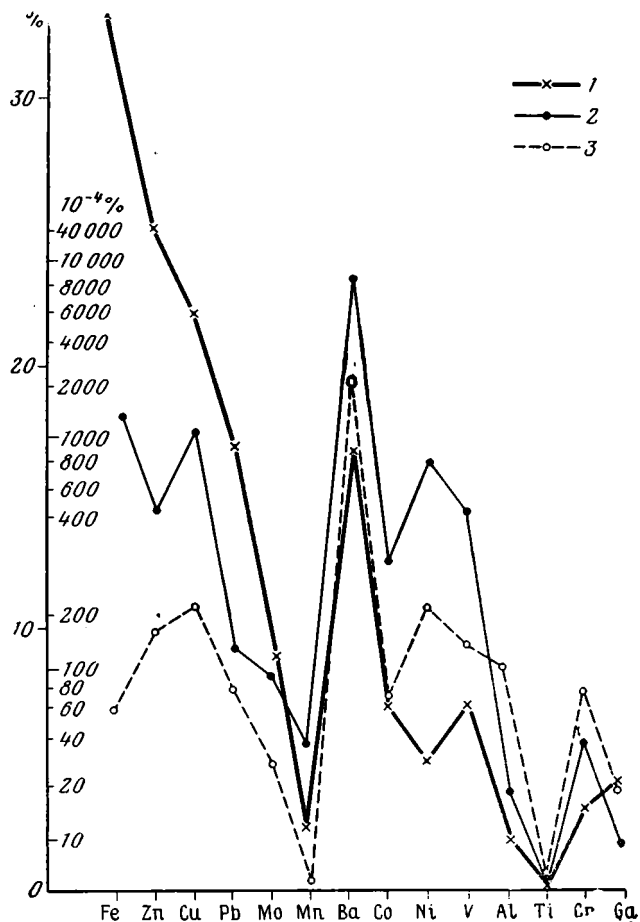
нию с пелагическими глинами. Важно отметить, что хотя средние содержания Mn во впадине Атлантис-II ниже, чем в металлоносных осадках Тихого океана, локально марганец создает очень высокие концентрации вплоть до рудных. Содержания таких типично терригенных элементов, как Al, Ti, Cr, Ga, во впадине Атлантис-II и в металлоносных осадках Тихого океана обычно ниже, чем в глубоководных красных глинах.

Таким образом, по своим геохимическим особенностям рудоносные осадки Красного моря отличаются от металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. Их геохимическая специфика выражается в значительном обогащении помимо железа такими микроэлементами, как Zn, Cu, Pb, Mo, а по литературным данным также Ag и Cd [11, 22]. Для этих осадков характерны низкие содержания Co, Ni, V, Cr, Ga, Ge. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана отличаются значительно более широким спектром обогащающих их химических элементов. Здесь помимо элементов, характерных для красноморских рудных отложений, концентрируются также Ba, Co, Ni, V, Th, U, TR и др. [7, 8, 12, 18]. Степень обогащения металлоносных осадков Zn, Cu, Pb значительно меньше, чем в Красном море. Как металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, так и рудные отложения рифтовой зоны Красного моря приурочены к тектонически активным областям, для которых характерны повышенный тепловой поток, интенсивная вулканическая деятельность и поступление эндогенного материала в составе эксгалаций и гидротерм.

Главными причинами различий в химическом составе вулканогенно-осадочных образований Красного моря и Тихого океана можно считать такие факторы, как различная интенсивность поставки эндогенного материала, неодинаковая геоморфологическая ситуация и, как следствие, разная скорость накопления рудного вещества. В Красном море, где рудный процесс интенсивен и локализован в отдельных ограниченных по размерам глубоководных впадинах, скорости накопления рудоносных осадков очень высокие и, согласно последним данным [21], составляют от 100—120 до 150 см в 1000 лет. Подсчитанные нами абсолютные массы рудных осадков впадины Атлантис-II составляют 50—60 г/см² в 1000 лет. В юго-восточной части Тихого океана скорости осадконакопления несоизмеримо ниже, чем в глубоководных впадинах Красного моря (максимально порядка 100 мм в 1000 лет). Абсолютные массы осадочного материала не превышают первых «единиц Страхова» (1 г/см² в 1000 лет) [3].

Низкие скорости накопления рудного вещества в юго-восточной части Тихого океана способствуют обогащению металлоносных осадков целым рядом микроэлементов за счет их сорбции из морской воды эндогенными гидроокислами железа и марганца [2]. Большие массы рудного вещества, поступающего во впадины-ловушки Красного моря, и высокие скорости его накопления ограничивают сорбцию микроэлементов из морской воды, вследствие чего в них преимущественно накапливаются лишь те элементы, которые поступают из эндогенного источника. По той же причине железорудные осадки кальдеры с. Санторин содержат ничтожные количества микроэлементов, за исключением поступающих эндогенным путем свинца и цинка [4]. Эндогенная природа основных рудообразующих компонентов во впадине Атлантис-II подчеркивается целым рядом авторов [11, 10, 21]. Об этом свидетельствуют: определенный набор химических элементов, сходный с набором элементов, характерных для древних гидротермально-осадочных месторождений, высокие их концентрации, а также данные изотопного анализа. Абсолютное преобладание эндогенного (эксгалативного) материала во впадине Атлантис-II подтверждается экстремально высокими значениями железомарганцево-титанового модуля, которые, как правило, превышают 500 и достигают 1500—1800.

его концентрации в красных глинах и даже в металлоносных осадках, свидетельствует о возможном частичном поступлении этого элемента в составе гидротермальных растворов. Предположительно Со накапливается в сульфидах сложного состава. Характерная особенность рудоносных осадков впадины Атлантик-II — низкие содержания Р, не превышающие 0,16% и в среднем составляющие 0,08%.



Фиг. 2. Соотношение химических элементов в осадках Красного моря, юго-восточной части Тихого океана и пелагических красных глинах
1 — рудоносные осадки впадины Атлантик-II; 2 — металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана; 3 — пелагические красные глины. Fe, Mn, Al, Ti приведены в %; остальные элементы — в 10⁻⁴%

В результате рассмотрения данных по геохимии рудоносных осадков впадины Атлантик-II и их сопоставления с металлоносными осадками юго-восточной части Тихого океана и глубоководными красными глинами составлен график, на котором показано соотношение рассмотренных химических элементов во всех этих типах осадков (фиг. 2). На графике четко видно, что такие элементы, как Fe, Zn, Cu, Pb и Mo, в разной степени обогащают рудоносные осадки Красного моря по сравнению с пелагическими красными глинами и металлоносными осадками Тихого океана. Такие элементы, как Ba, Co, Ni, V, заметно накапливающиеся в металлоносных осадках Тихого океана, в рудных отложениях впадины Атлантик-II обнаруживают пониженные концентрации даже по сравне-

нию с пелагическими глинами. Важно отметить, что хотя средние содержания Mn во впадине Атлантис-II ниже, чем в металлоносных осадках Тихого океана, локально марганец создает очень высокие концентрации вплоть до рудных. Содержания таких типично терригенных элементов, как Al, Ti, Cr, Ga, во впадине Атлантис-II и в металлоносных осадках Тихого океана обычно ниже, чем в глубоководных красных глинах.

Таким образом, по своим геохимическим особенностям рудоносные осадки Красного моря отличаются от металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. Их геохимическая специфика выражается в значительном обогащении помимо железа такими микроэлементами, как Zn, Cu, Pb, Mo, а по литературным данным также Ag и Cd [11, 22]. Для этих осадков характерны низкие содержания Co, Ni, V, Cr, Ga, Ge. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана отличаются значительно более широким спектром обогащающих их химических элементов. Здесь помимо элементов, характерных для красноморских рудных отложений, концентрируются также Ba, Co, Ni, V, Th, U, TR и др. [7, 8, 12, 18]. Степень обогащения металлоносных осадков Zn, Cu, Pb значительно меньше, чем в Красном море. Как металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана, так и рудные отложения рифтовой зоны Красного моря приурочены к тектонически активным областям, для которых характерны повышенный тепловой поток, интенсивная вулканическая деятельность и поступление эндогенного материала в составе эксгальций и гидротерм.

Главными причинами различий в химическом составе вулканогенно-осадочных образований Красного моря и Тихого океана можно считать такие факторы, как различная интенсивность поставки эндогенного материала, неодинаковая геоморфологическая ситуация и, как следствие, разная скорость накопления рудного вещества. В Красном море, где рудный процесс интенсивен и локализован в отдельных ограниченных по размерам глубоководных впадинах, скорости накопления рудоносных осадков очень высокие и, согласно последним данным [21], составляют от 100—120 до 150 см в 1000 лет. Подсчитанные нами абсолютные массы рудных осадков впадины Атлантис-II составляют 50—60 г/см² в 1000 лет. В юго-восточной части Тихого океана скорости осадконакопления несоизмеримо ниже, чем в глубоководных впадинах Красного моря (максимально порядка 100 мм в 1000 лет). Абсолютные массы осадочного материала не превышают первых «единиц Страхова» (1 г/см² в 1000 лет) [3].

Низкие скорости накопления рудного вещества в юго-восточной части Тихого океана способствуют обогащению металлоносных осадков целым рядом микроэлементов за счет их сорбции из морской воды эндогенными гидроокислами железа и марганца [2]. Большие массы рудного вещества, поступающего во впадины-ловушки Красного моря, и высокие скорости его накопления ограничивают сорбцию микроэлементов из морской воды, вследствие чего в них преимущественно накапливаются лишь те элементы, которые поступают из эндогенного источника. По той же причине железорудные осадки кальдеры с. Санторин содержат ничтожные количества микроэлементов, за исключением поступающих эндогенным путем свинца и цинка [4]. Эндогенная природа основных рудообразующих компонентов во впадине Атлантис-II подчеркивается целым рядом авторов [11, 10, 21]. Об этом свидетельствуют: определенный набор химических элементов, сходный с набором элементов, характерных для древних гидротермально-осадочных месторождений, высокие их концентрации, а также данные изотопного анализа. Абсолютное преобладание эндогенного (эксгальтивного) материала во впадине Атлантис-II подтверждается экстремально высокими значениями железомарганцево-титанового модуля, которые, как правило, превышают 500 и достигают 1500—1800.

1. Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1979, с. 230.
2. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Мигдисов А. А., Смирнов В. И., Старостин В. И. О генезисе металлоносных осадков.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249—276.
3. Богданов Ю. А., Чеховских Е. М. Скорости осадконакопления и абсолютные массы.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 110—122.
4. Бутузова Г. Ю. Современный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин. М.: Наука, 1969, с. 109.
5. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицын А. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1, с. 30—42.
6. Бутузова Г. Ю., Лисицын А. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантик-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 26—42.
7. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Гурвич Е. Г., Лебедев А. И., Лукашин В. Н., Гордеев В. В., Гирич Ю. П., Соколова Е. Г. Геохимия металлоносных осадков.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122—201.
8. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976, с. 299.
9. Bäckér H. Fazies und chemische Zusammensetzung resenter Ausfällungen aus Mineralquellen im Roten Meer.— Geol. Jahrbuch, 1976, H. 17, S. 151—172.
10. Bäckér H., Richter H. Die resente hydrothermal Sedimentäre Lagerstätte Atlantis-II-Fief in Roten Meer.— Geol. Rdsch., 1973, B. 162, S. 697—741.
11. Bischoff J. L. Red Sea geothermal brine deposits: their Mineralogy Chemistry and Genesis.— In: Hot Brines and recent heavy Metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York, 1969, p. 368—401.
12. Boström K., Peterson M. Precipitates from hydrothermal exhalations of the East Pacific Rise.— Econ. Geol., 1966, v. 61, № 7, p. 1258—1265.
13. Brockamp O., Goulart E., Harder H., Heydemann A. Amorphous copper and Zinc sulfides in the metalliferous sediments of the Red Sea.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1978, v. 68, p. 85—88.
14. Emery K. O., Hunt G. M., Hays E. E. Summary of Hot Brines and Heavy metal Deposits in the Red Sea Hot Brines and Recent heavy metal Deposits in the Red Sea., 1969, p. 557—571.
15. Hackett J. P., Bischoff J. L. New Data on the stratigraphy Extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits.— Econ. Geol., 1973, v. 68, № 4, p. 553—564.
16. Hartmann M. Untersuchung von suspendiertem material in den hydrothermallaugen des Atlantis-II-Tiefs.— Geol. Rdsch., 1973, B. 62, № 3, S. 742—754.
17. Hendricks P., Ruth L., Reisbick F., Fredrie B., Mahaffry E., Edwin J., Roberts D., Peterson M., Melvin N. A. Chemical Composition of sediments and interstitial brines from the Atlantis-II, Discovery and Chain deeps.— In: Hot Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, 1969, p. 407—440.
18. Horowitz A. The distribution of Pb, Ag, Sn, Ti and Zn in sediments on active oceanic ridges.— Mar. Geol., 1970, v. 9, p. 241—259.
19. Miller A. K., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, p. 341—359.
20. Mossman D. G., Hefferson K. G. On the possible primary precipitation of Atacamite and other metal chlorides in certain Stratabound deposits.— Chem. Geol., 1978, v. 21, № 1—2, p. 151—159.
21. Shanks W. C., Bischoff J. L. Geochemistry, Sulfur Isotope Composition and Accumulation Rates of Red Sea Geothermal Deposits.— Econ. Geol., 1980, v. 75, № 3, p. 445—460.
22. Weber-Diefenbach K. Geochemistry and Diagenesis of Recent Heavy metal ore Deposits. Time- and Strata Bound ore Deposits/Ed. Klemm D. D. and Sohneider H. J., 1977, p. 419—436.

УДК 551.35 : 551.782(265)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

ПЕТРОВА В. В., ВОРОНИН Б. И., СЕРЕБРЕННИКОВА Н. Д.

Дается детальная минералого-петрографическая характеристика разреза неоген-четвертичных отложений, вскрытых скважинами 49—52 и 194—196 во время 6- и 20-го рейсов судна «Гломар Челленджер». Показано, что вулканопластика является не только одним из основных компонентов осадка, но и играет значительную роль в аутигенном минералообразовании. В частности, при взаимодействии кислого стекла с океанской водой из стекла выносятся Si, Al, Na; твердый остаток обогащается Fe и Mg; поведение K и Ca двояко: для K наблюдается как привнос, так и вынос, а Ca либо нейтрален, либо выносятся из стекла. Такая подвижность элементов приводит к накоплению их в разных соотношениях как в твердом остатке, так и в поровых пространствах, что создает возможность формирования устойчивых в донных P — T -условиях минералов, таких, как монтмориллонит, железистая гидрослюда, цеолиты, и образования их парагенетических ассоциаций. Особенности распределения и состава вулканокластики позволяют предположить, что она генетически связана с отдельными долгоживущими вулканическими постройками, незначительно удаленными от места осадконакопления. Приводятся результаты микросондовых анализов химического состава вулканического стекла.

ВВЕДЕНИЕ

Изучению донных осадков северо-западной части Тихого океана посвящено довольно большое число работ. П. П. Безруковым [1, 2], В. П. Петелиным [15—17], З. Н. Горбуновой [5, 7], И. О. Мурдмаа [10, 13, 14], М. А. Репечка [18, 21], В. И. Чайниковым [20, 21] и др. показано, что верхняя часть осадков этого района сложена в основном глинисто-туффовыми илами, представляющими собой смесь туфогенного (стекло кислого, реже среднего или основного состава, плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит, титаномагнетит) и глинистого (преимущественно монтмориллонит) материала пелитовой и алевропелитовой размерности. Иногда отмечается слоистое распределение пеплового и глинистого материала, при этом мощность пепловых прослоев колеблется от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Большинство исследователей [1, 2, 13, 16, 17] считают, что наблюдаемые пепловые прослои генетически связаны с андезитовым вулканизмом окраинных зон континента и островных дуг. Вулканогенный материал попадает в зону осадконакопления эоловым путем непосредственно во время извержения или сносится с суши при размыве вулканических построек водными потоками, при этом большую роль играют океанические течения. И. О. Мурдмаа и др. [14] показали, что количество витро- и кристаллокластического материала закономерно уменьшается по мере удаления в океан от наземных источников сноса. Однако существует

подкрепленное фактическим материалом и расчетами мнение [18, 20, 21] о связи пепловых прослоев с подводными извержениями explosивного типа. Происхождение глинистой части осадка также трактуется разными исследователями по-разному [8]. Таким образом, несмотря на многочисленные работы, вопрос об источнике формирования туфогенно-осадочной толщи северо-западной части Тихого океана остается открытым.

Огромный вклад в дело изучения океанических осадков внесли американские исследователи [22]. Ими не только осуществлено многометровое глубоководное бурение, но и составлены первые литологические колонки осадков, установлены возрастные привязки, даны валовые рентгенометрические характеристики отложений, описаны свойства некоторых минералов. Однако материал, полученный в результате бурения по программе *DSDP*, не изучен полностью и еще может дать новую информацию о составе и строении океанических осадков. Авторы настоящей статьи рассматривали образцами кернов из неоген-четвертичных осадков (возрастные характеристики здесь и далее даются по данным [22]), вскрытых скв. 49—52 рейса 6 и 194—196 рейса 20 бурового судна «Гломар Челленджер». Целью обработки этого материала было изучение минерального состава осадков, выделение минеральных парагенезов для уточнения деталей состава и строения неоген-четвертичных отложений района и попытка расшифровки условий их накопления и дальнейшего преобразования.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

Скважина 52, рейс 6. Расположена на абиссальной равнине к востоку от разлома Бонин: $27^{\circ}46,3'$ с. ш., $147^{\circ}07,8'$ в. д., глубина моря 5744 м. Отложения, вскрытые в верхней части разреза (до глубины 40 м), относятся к миоценовому или среднечетвертичному возрасту, точная датировка отсутствует. Литологически они довольно однородны и представлены туфогенно-глинистыми илами пелитовой или алевропелитовой размерности, светло-коричневыми до желтовато-белых, пятнистой или полосчатой окраски. Эта пятнистость обусловлена неравномерным распределением основных осадкообразующих минеральных компонентов, главными из которых являются кислое вулканическое стекло, агрегатная ассоциация монтмориллонита и гидроокислов железа, а также кристаллокласты плагиоклаза, пироксена, магнетита, реже биотита, роговой обманки, кварца и других минералов (фиг. 1). Содержание биогенного вещества, представленного опаловыми обломками панцирей диатомей и радиолярий, не превышает 3% осадка.

Разрез скважины

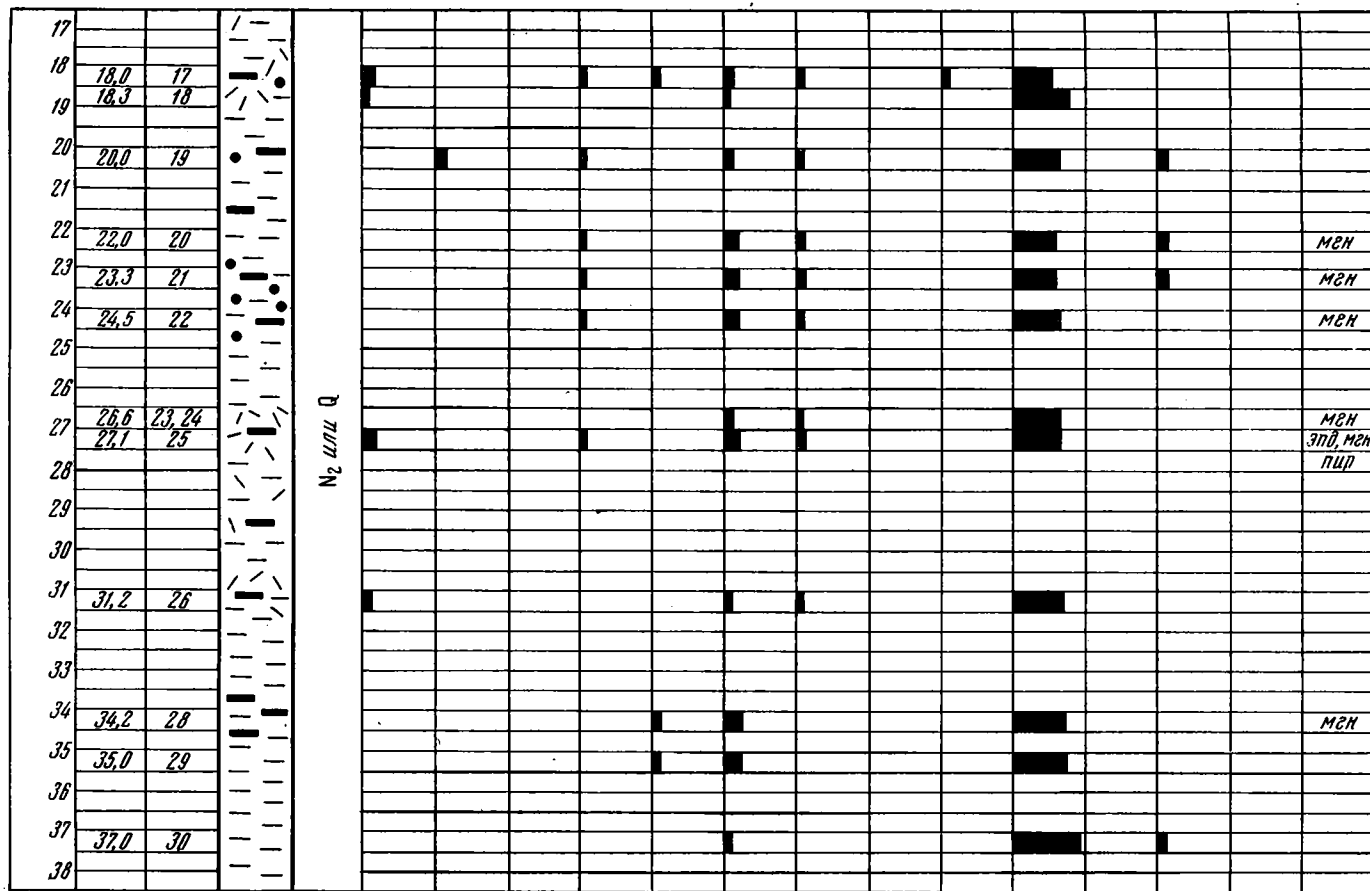
Самая верхняя часть разреза 0—0,5 м представлена алевропелитовым пепловым прослоем, состоящим на 90% из остроугольных пористых или трубчатых обломков бесцветного стекла (фиг. 2, а, б) кислого состава (содержание SiO_2 от 72 до 76%, N от 1,502 до 1,510). В незначительном количестве (не более 1—2% объема осадка) присутствуют обломки авгита ($N_g=1,704$, $N_p=1,695$), биотита, лабрадора № 55—56 ($N_g=1,565$, $N_p=1,558$), магнетита. Отмечены единичные кристаллы эпидота, альбита. По поверхности стекла и реже в поровых пространствах наблюдаются монтмориллонит и гидроокислы железа, иногда гидрослюда (фиг. 2, г). Количество этих минералов по мере погружения осадка возрастает, и кислое стекло при этом наблюдается уже не только в виде отдельных обломков, имеющих четкие очертания, но и в качестве расплывчатой бесформенной массы, проглядывающей как основание, на котором «нарастает» глинисто-гидрослюдисто-железистый агрегат (рис. 2, в). Реликты стекла при этом имеют более основной состав.

Дальнейший разрез скважины и характеризуется количественным соотношением кислого стекла и глинисто-гидрослюдисто-железистого

агрегата, количеством и составом кристаллокластической составляющей, а также размерностью этих компонентов осадка. 0,5—5 м — возрастание количества глинисто-гидрослюдисто-железистого материала до 50% осадка. В конце интервала — некоторое увеличение размерности зерен, слабое возрастание количества кислого стекла и кристаллокластов, появление неизмененного стекла основного состава. 5—8 м — полное отсутствие кислого неизмененного стекла и незначительное количество кристаллокластов плагиоклаза (андезит-лабрадор, реже битовнит) и авгита. Практически моноглинистый прослой. 8—12 м — постепенное повышение количества неизмененного кислого стекла при почти полном отсутствии кристаллокластической составляющей. Размерность осадка пелитовая. 12—19 м — количество неизмененного кислого ($N=1,497—1,505$) стекла составляет до 10% осадка, много обломков пироксена, плагиоклаза, биотита, роговой обманки. На глубине 18 м находятся обломки стекловатой породы (N стекла = 1,525—1,530), которая содержит вкрапленники плагиоклаза, а иногда раскристаллизована до структуры, приближающейся к интерсертальной. Размерность осадка постепенно растет до алевропелитовой.

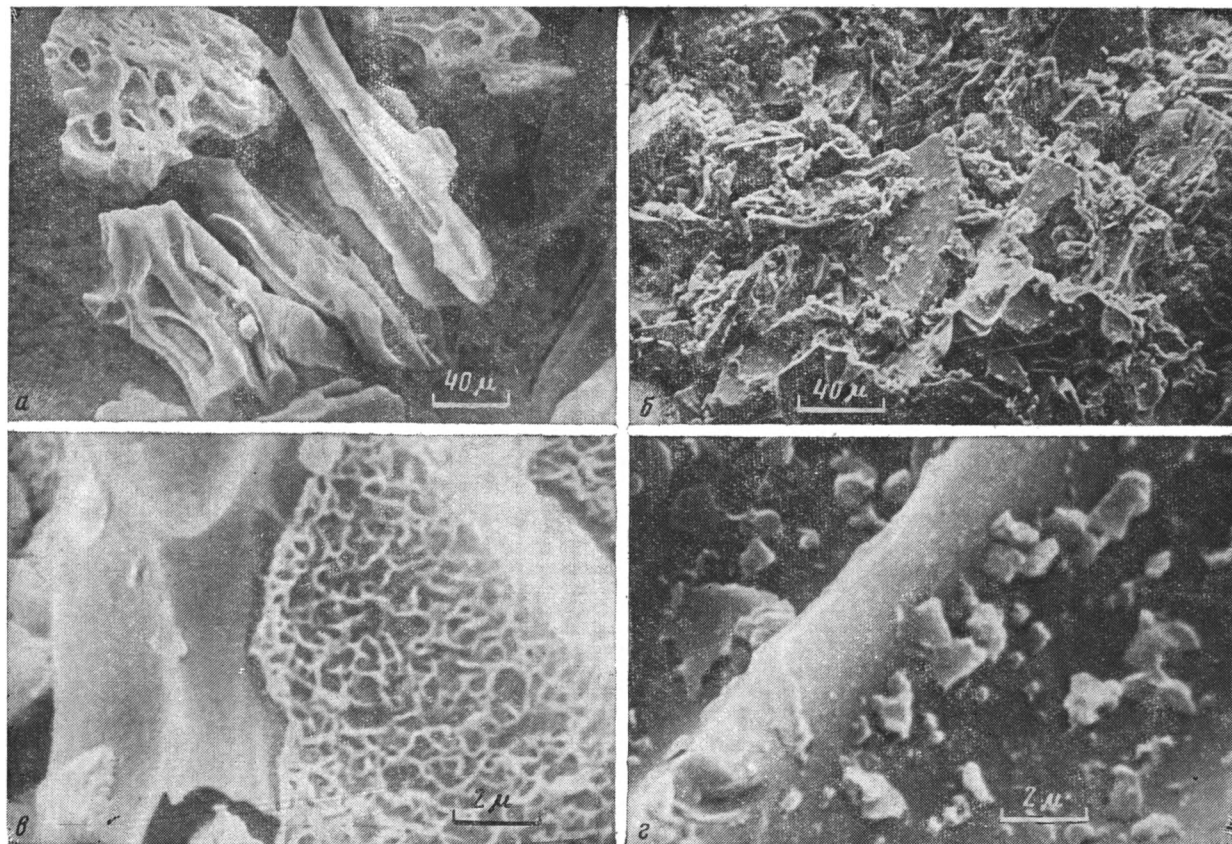
На глубине 19—26 м до 15% увеличивается количество кристаллокластов. Присутствуют четкообразованные кристаллы лабрадора № 65—66 и 50—53 размером до 0,1—0,3 мм (для самых крупных кристаллов $Ng=1,570$, $Np=1,560$, для мелких $Ng=1,563$, $Np=1,555$). Обломков авгита количественно меньше, чем плагиоклаза; до 1% обломков слабоекристаллизованной светло-серой породы с обильным количеством рудного вещества (N стекла = 1,521—1,525). На глубине 20 м отмечено до 3% неизмененного светло-коричневого стекла с $N=1,530—1,532$. Нераскристаллизованного кислого стекла не обнаружено. Размерность зерен до алевритовой. 26—30 м — количество кристаллокластов постепенно возрастает до 15% в верхней части интервала до 30% в нижней. Среди кристаллокластов появляются эпидот, рутил, кварц. Наиболее распространен по-прежнему плагиоклаз, но вариации его составов шире (от андезина до лабрадора, Ng от 1,540 до 1,562 при преобладании лабрадора). Плагиоклаз представлен бесцветными, прозрачными сильно газонасыщенными кристаллами четких кристаллографических очертаний. Пироксена меньше, чем плагиоклаза, но больше, чем в предыдущих интервалах, состав его по-прежнему авгитовый ($Np=1,690$, $Ng=1,715$). Размер кристаллокластов до 0,3—0,5 мм. На глубине 27,1 м отмечено до 1% крупных неизмененных обломков кислого стекла ($N=1,503—1,505$). Глубже его количество падает и в конце интервала сходит на нет. В глинисто-гидрослюдисто-железистой части возрастает доля рудного компонента и появляется кальцит. Размерность осадка — алевропелитовая. Глубже 36 м характер осадка резко меняется. Это довольно однородные пелитовые глины коричневого цвета, содержащие помимо монтмориллонита до 1,5% обломков кристаллов лабрадора и до 1,5% гидроокислов железа.

Анализируя описанный разрез, можно сделать вывод о том, что накопление 40-метровой толщи среднечетвертичных (или миоценовых) отложений в районе скв. 52 происходило в неоднородных условиях. Красноцветные пелитовые глины, залегающие в низах разреза и состоящие в основном из агрегата монтмориллонита и гидроокислов железа с ничтожной примесью плагиоклаза, резко перекрываются алевропелитовыми туфогенными илами, содержащими до 30% кристаллокластической составляющей. Размер кристаллокластов и их разнообразный состав свидетельствуют о приближенности источника этого материала к месту его накопления, а хорошая огранка кристаллов, их свежий неизменный облик и наличие неизмененного кислого стекла — о быстром захоронении осадка. Этот слой мощностью до 10 м в верхней своей части становится более глинистым. Количество кристаллокластов в нем и их размерность



Фиг. 1. Разрез скв. 52 и минеральный состав отложений.

Составляющие осадка: 1 — витрокластическая (кислое стекло), 2 — кристаллокластическая, 3 — глинистая (с гидроокислами железа), 4 — обломки стекла и пород среднего и основного состава; содержание компонента в породе: 5 — от единичных знаков до 5%; 6 — от 5 до 50%; 7 — от 50 до 95%; мгно — магнетит; эпд — эпидот; пир — пироксен



Фиг. 2. Кислое вулканическое стекло и характер его преобразования

а — форма выделения зерен; *б* — строение пеплового прослая (хорошо видны отдельные зерна в начальной стадии изменения, обр. 2/52); *в*, *г* — частичные псевдоморфозы гидроокислов железа и глинистых минералов по стеклу (обр. 8/194 и 2/52)

уменьшаются. Постепенно в осадке появляются обломки пород среднего и основного состава, вместо кислого стекла — стекло среднего состава. Эта смена является, по-видимому, свидетельством изменения характера вулканизма и перехода эксплозивной фазы в эффузивную в районе источника вещества, поступающего в осадок. Мощность прослоя примерно 7 м. Выше по разрезу кристаллокласты и обломки средне-основных пород практически пропадают из осадка и наблюдается переслаивание глинисто-железисто-стекловатого материала, содержащего монтмориллонит, гидрослюда, гидроокислы железа и кислое вулканическое стекло в разных соотношениях. Количество кристаллокластов в этих прослоях чрезвычайно мало, но в отдельных из них достигает 1—3%. Мощность каждого прослоя — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, в целом же слой имеет мощность 18—19 м. Размерность вещества пелитовая. Такой характер осадка, по-видимому, отражает спокойные условия его накопления при неравномерном привносе вещества из достаточно отдаленного источника и возможности длительного взаимодействия этого привнесенного вещества с океанской водой и образования при этом аутигенных минеральных фаз.

Скважина 196, рейс 20. Координаты скважины 30°07' с. ш., 148°34,5' в. д., глубина океана 6184 м. Четвертично-плиоценовые отложения представлены единственным образцом с глубины 38,3 м. Их минеральный состав близок составу туфогенно-глинистых илов верхней части разреза скв. 52 (фиг. 3) и характеризуется в основном ассоциацией глинисто-гидрослюдисто-железистых минералов и кислого вулканического стекла (остроугольные или волокнистые пористые обломки неправильной формы, бесцветные, до желтоватых или кремовых, N от 1,500 до 1,510) с редкими обломками плагиоклаза (анортит № 93—96, $N_g=1,583$, $N_p=1,576$), пироксена (авгит), роговой обманки, биотита и стекла основного состава. Особенностью осадка является наличие в нем значительных количеств гидрослюда и хлорита (отражения плоскости 002 гидрослюда 10 Å и плоскости 002 хлорита 7Å). Содержание биогенного вещества в породе 3—5%.

Скважина 195, рейс 20. Расположена северо-западнее описанных выше скважин в координатах 32°46,4' с. ш., 146°58' в. д., глубина океана 5958 м. Авторы располагали образцами позднемиоценовых осадков с глубины 120—128 м, плиоценовых — с глубины 65—72 м и плиоцен(?) — четвертичных — с глубины 63—65 м. Отложения этих возрастов по минеральному составу близки и сходны с осадками, вскрытыми скв. 52 и 196 (см. фиг. 2, 3), отличаясь от последних более высоким (до 15%) содержанием органических остатков. Четвертичные отложения представлены монтмориллонит-гидрослюдисто-железистым агрегатом, в который погружены (до 10%) обломки слабонакристаллизованных эффузивных пород, стекла основного состава ($N=1,570$), палагонита, плагиоклаза (битовнит № 84—87, $N_g=1,577$, $N_p=1,570$), пироксена ($N_g=1,695$, $N_p=1,680$). Неизмененного кислого стекла не встречено, но его исходная волокнистая структура отчетливо просматривается в шлифе. Глубже по разрезу четвертичные отложения постепенно переходят в плиоценовые. Этот переход выражается в увеличении вниз по разрезу количества кристаллокластов и появлении кислого (N от 1,500 до 1,508) неизмененного стекла, количество которого на глубине 70—71 м достигает 2% объема осадка. На глубине 71—73 м при сохраняющемся количестве кислого неизмененного стекла ($N=1,510$) увеличивается количество и размер кристаллокластов (плагиоклаз, пироксен, роговая обманка) и обломков пород, часто хорошо раскристаллизованных и состоящих из вкрапленников пироксена, плагиоклаза и магнетита, которые сцементированы стеклом среднего или основного состава. Отмечаются обломки серого стекла ($N=1,525$), обильно насыщенного включениями рудного минерала.

№ скважины	Глубина скважины, м	Глубина отбора образца, м	№ образца	Разрез скважины	Возраст отложений	Составляющие породы												
						Стекло			Обломки вулканических пород	Кварц	Плагиоклаз	Пироксен	Рудовая обманка	Биотит	Ассоциация минералов: гидротермально-гидротермальный	Рудистразит	Прочие минералы	
						Кислое	Среднее	Основное										
194	38				Q													
	39	38.7	1															
	40	39.3	2															пгс
	41	40.3	3															мгн
	42	41.1	4															
	43	42.9	5															
	44	43.2	6															пгс
195	143	143.0	7		N ₁												пгс	
	144	143.7	8															мгн
	145	144.4	9															мгн
	146	145.1	10															мгн
	147	146.3	11															мгн
	148																	
	149																	

196	63	63.3	15		Q или N ₂												мгн
	64																мгн
	65	65.3	16														мгн
	66																
	67	67.1	17														мгн
	68																
	69																
	70	69.6	18														
	71	70.3	19														
	72	71.4	20														
	73	72.2	21														
	74																
197	120				N ₂												
	121	120.6	22														
	122																
	123	123.3	23														
	124																
	125	125.1	24														
	126																
	127	127.3	25														
	128																
	129																
198		38.8	26		N ₂												

Фиг. 3. Разрезы скв. 194—196 и минеральный состав отложений
Усл. обозн. см. на фиг. 1; пгс — палыгорскит; плгн — палагонит

Позднемиоценовые отложения (глубина 122—129 м) при тех же количественных соотношениях, что и отложения плиоцена, характеризуются более широкими вариациями состава стекла (кислое стекло — N от 1,499 до 1,510, среднее — N от 1,525 до 1,540, основное — N 1,560 и 1,586), плагиоклазов (анортит № 90—95 $Np=1,575$, $Ng=1,580$, битовнит № 75—77 $Ng=1,575$, $Np=1,566$, олигоклаз № 23 $Ng=1,548$, $Np=1,540$), рудных минералов (магнетит, пирит) и появлением биотита. На глубине 129 м отмечен глауконит. Приведенное описание разреза миоцен-четвертичных отложений скв. 195 дает возможность сделать вывод о росте интенсивности вулканизма в миоцен-плиоцене (об этом свидетельствует

увеличение количества стекла, кристаллокластов и обломков вулканических пород в осадке) и о приближенности источника вещества к месту осадконакопления (возрастание размеров кристалло- и литокластических составляющих осадка, появление такого минерала, как глауконит).

Скважина 194, рейс 20. Расположена в координатах $33^{\circ}58,7'$ с. ш., $148^{\circ}48,6'$ в. д., глубина океана 5744 м. Скважина вскрыла четвертичные отложения на глубине 38—44 м и нижнемиоценовые на глубине 143—147 м. Четвертичные отложения представлены псефопсаммитовыми илами, светлыми, желтоватыми или желтовато-коричневыми с пятнистым или полосчатым распределением окраски, обусловленной количественными вариациями глинисто-гидрослюдисто-железистой (от 35 до 70%), кристаллокластической (от 10 до 15%) и биогенной (от 10 до 30%) составляющих осадка. Литокластическая составляющая представлена слабонераскристаллизованными стекловатыми породами, обильно насыщенными рудным веществом, обломками черного и бутылочно-зеленого стекла основного состава с $N=1,560$ и $1,620$. Но преобладающее значение имеет стекло кислого состава, встречающееся в виде бесцветных, прозрачных, неправильной формы волокнистых или пузырчатых зерен с показателями преломления от 1,498 до 1,512. В кристаллокластической составляющей преобладает плагиоклаз-лабрадор-битовнит № 65—75, битовнит-анортит № 85—95 (N_p от 1,570 до 1,575, N_g от 1,575 до 1,585), реже встречаются авгит ($N_p=1,689$ — $1,690$, $N_g=1,710$), роговая обманка, биотит. В самой верхней части четвертичных отложений отмечены кварц, альбит, эпидот.

Глинисто-гидрослюдистая часть осадка представлена маложелезистым монтмориллонитом (положение отражения от плоскости 001, равное $13,7$ — $13,8$ Å, перемещается при насыщении глицерином в позицию $17,7$ — $17,9$ Å), гидрослюдой (стабильное положение пика 10 Å в природном, насыщенном глицерином и прокаленном до 550° С образцах) и в подчиненном количестве хлоритом (исчезновение пика 7 Å при прокаливании образца до 550° С). Среди минералов, развивающихся в поровых пространствах, следует указать родохрозит и палыгорскит. Распределение отдельных компонентов по разрезу скважины показано на фиг. 3. При довольно однородном составе четвертичного осадка на изученных глубинах можно отметить уменьшение количества неизмененного стекла к концу интервала. Среди кристаллокластов намечается тенденция к стабилизации составов на глубине 40—43 м (исчезают из осадка кварц и альбит, появляются роговая обманка, биотит). Миоценовые отложения (глубина 143—147 м) содержат илы более тонкой размерности, чем четвертичные. Содержание биогенного вещества, представленного опаловыми скелетами радиолярий и остатками панцирей диатомей, велико и составляет 30—45% объема осадка. Чистое неизмененное кислое стекло ($N=1,502$ — $1,508$) очень редко. Кристаллокласты того же состава, что и в четвертичных отложениях, встречаются в количественном отношении реже. Особенностью осадка является наличие в нем палагонита и интенсивное развитие родохрозита.

Скважина 51, рейс 6. Расположена в координатах $33^{\circ}28,5'$ с. ш., $153^{\circ}24,3'$ в. д. на абиссальной долине при глубине моря 5981 м. Скважина вскрыла раннечетвертичные, поздние и раннеплиоценовые и позднемииоценовые отложения на глубинах соответственно 23—28, 28—30, 115—121, 121—125 м (фиг. 4). Граница между раннечетвертичными и позднеплиоценовыми отложениями условная. Верхнечетвертичные отложения (23—27 м) представлены псефопсаммитовыми светлыми, коричневато-серыми илами, содержащими до 40% неизмененного бесцветного кислого стекла ($N=1,497$ — $1,503$), 20% родохрозита, присутствующего в виде желтовато-кремовых кристаллов с развитыми гранями 110, 010, 111, их обломков, а также друзовых и крестообразных сростков, 3—5% гидроокислов железа и марганца, 5—7% органического материала.

№ скважины	Глубина скважины, м	Глубина отбора образца, м	№ образца	Разрез скважины	Возраст отложений	Составляющие породы									
						Стекло			Палагонит	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Ассоциация микроритово-гидротермальных пород	Родоскрит	Прочие минералы
						Кислое	Среднее	Основное							
194	38	38,7	1	Q	Q										
	39	39,5	2												
	40	40,3	3												пгс
	41	41,1	4												мгн
	42	41,9	5												
	43	43,2	6												пгс
	44														
	143	143,0	7	N ₁	N ₁										плгн
	144	143,7	8												мгн
	145	144,4	9												мгн
	146	145,1	10												мгн
	147	146,3	11												мгн
	148														
	149														
195	63	63,3	15	Q или N ₂	Q или N ₂										мгн
	64														
	65	65,3	16												мгн
	66														
	67	67,1	17												мгн
	68														
	69														
	70	69,6	18	N ₂	N ₂										
	71	70,5	19												
	72	71,4	20												
	73	72,2	21												
	74														
	75														
	76														
	77														
196	120			N ₁	N ₁										
	121	120,8	22												
	122														
	123	123,3	23												
	124														
	125	125,1	24												
	126														
	127	127,3	25	Q или N ₂	Q или N ₂										
	128														
	129														
	130														
	131														
196		38,8	26	Q или N ₂	Q или N ₂										

Фиг. 3. Разрезы скв. 194—196 и минеральный состав отложений
Усл. обозн. см. на фиг. 1; пгс — палыгорскит; плгн — палагонит

Позднемиоценовые отложения (глубина 122—129 м) при тех же количественных соотношениях, что и отложения плиоцена, характеризуются более широкими вариациями состава стекла (кислое стекло — N от 1,499 до 1,510, среднее — N от 1,525 до 1,540, основное — N 1,560 и 1,586), плагиоклазов (анортит № 90—95 $Np=1,575$, $Ng=1,580$, битовнит № 75—77 $Ng=1,575$, $Np=1,566$, олигоклаз № 23 $Ng=1,548$, $Np=1,540$), рудных минералов (магнетит, пирит) и появлением биотита. На глубине 129 м отмечен глауконит. Приведенное описание разреза миоцен-четвертичных отложений скв. 195 дает возможность сделать вывод о росте интенсивности вулканизма в миоцен-плиоцене (об этом свидетельствует

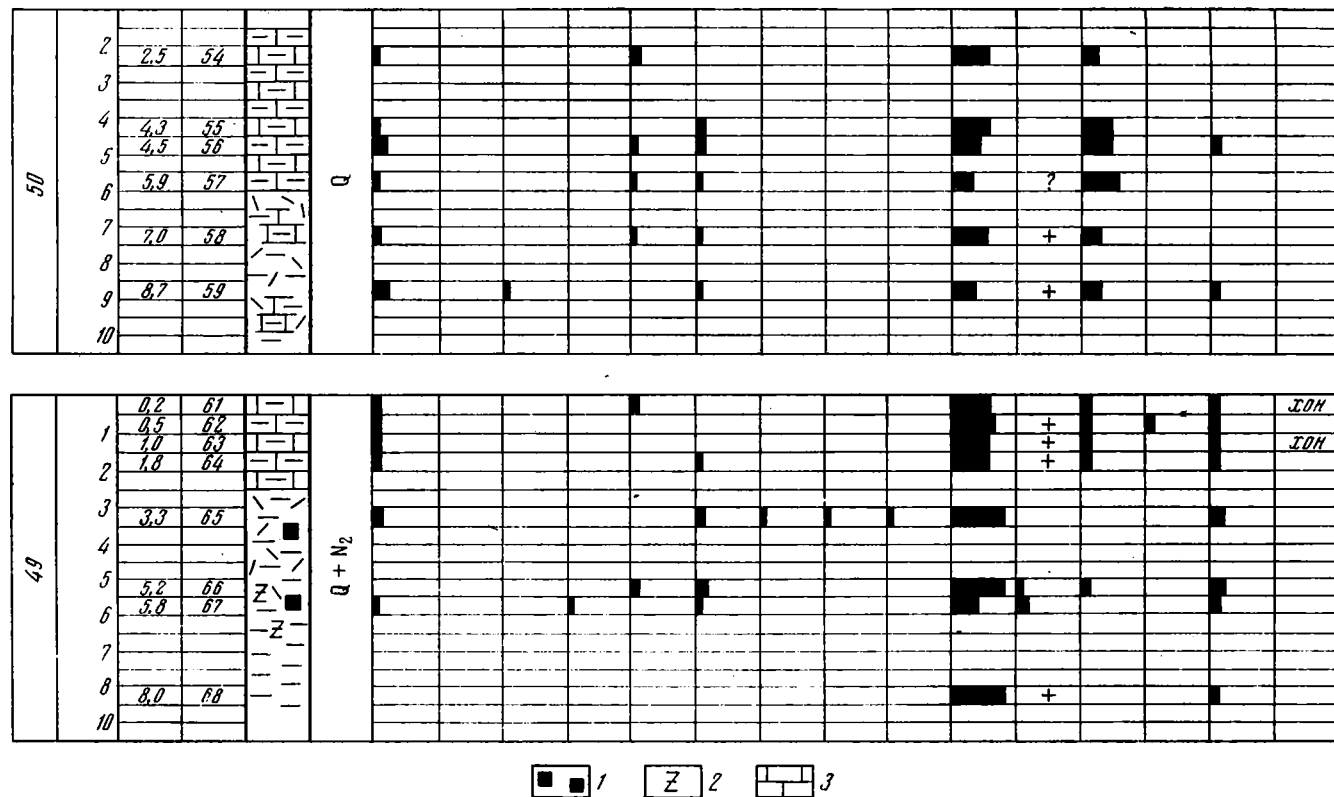
увеличение количества стекла, кристаллокластов и обломков вулканических пород в осадке) и о приближенности источника вещества к месту осадконакопления (возрастание размеров кристалло- и литокластических составляющих осадка, появление такого минерала, как глауконит).

Скважина 194, рейс 20. Расположена в координатах $33^{\circ}58,7'$ с. ш., $148^{\circ}48,6'$ в. д., глубина океана 5744 м. Скважина вскрыла четвертичные отложения на глубине 38—44 м и нижнемиоценовые на глубине 143—147 м. Четвертичные отложения представлены псефопсаммитовыми илами, светлыми, желтоватыми или желтовато-коричневыми с пятнистым или полосчатым распределением окраски, обусловленной количественными вариациями глинисто-гидрослюдисто-железистой (от 35 до 70%), кристаллокластической (от 10 до 15%) и биогенной (от 10 до 30%) составляющих осадка. Литокластическая составляющая представлена слабонераскристаллизованными стекловатыми породами, обильно насыщенными рудным веществом, обломками черного и бутылочно-зеленого стекла основного состава с $N=1,560$ и $1,620$. Но преобладающее значение имеет стекло кислого состава, встречающееся в виде бесцветных, прозрачных, неправильной формы волокнистых или пузырчатых зерен с показателями преломления от 1,498 до 1,512. В кристаллокластической составляющей преобладает плагиоклаз-лабрадор-битовнит № 65—75, битовнит-анортит № 85—95 (N_p от 1,570 до 1,575, N_g от 1,575 до 1,585), реже встречаются авгит ($N_p=1,689$ — $1,690$, $N_g=1,710$), роговая обманка, биотит. В самой верхней части четвертичных отложений отмечены кварц, альбит, эпидот.

Глинисто-гидрослюдистая часть осадка представлена маложелезистым монтмориллонитом (положение отражения от плоскости 001, равное $13,7$ — $13,8$ Å, перемещается при насыщении глицерином в позицию $17,7$ — $17,9$ Å), гидрослюдой (стабильное положение пика 10 Å в природном, насыщенном глицерином и прокаленном до 550° С образцах) и в подчиненном количестве хлоритом (исчезновение пика 7 Å при прокаливании образца до 550° С). Среди минералов, развивающихся в поровых пространствах, следует указать родохрозит и палыгорскит. Распределение отдельных компонентов по разрезу скважины показано на фиг. 3. При довольно однородном составе четвертичного осадка на изученных глубинах можно отметить уменьшение количества неизмененного стекла к концу интервала. Среди кристаллокластов намечается тенденция к стабилизации составов на глубине 40—43 м (исчезают из осадка кварц и альбит, появляются роговая обманка, биотит). Миоценовые отложения (глубина 143—147 м) содержат или более тонкой размерности, чем четвертичные. Содержание биогенного вещества, представленного опаловыми скелетами радиолярий и остатками панцирей диатомей, велико и составляет 30—45% объема осадка. Чистое неизмененное кислое стекло ($N=1,502$ — $1,508$) очень редко. Кристаллокласты того же состава, что и в четвертичных отложениях, встречаются в количественном отношении реже. Особенностью осадка является наличие в нем палагонита и интенсивное развитие родохрозита.

Скважина 51, рейс 6. Расположена в координатах $33^{\circ}28,5'$ с. ш., $153^{\circ}24,3'$ в. д. на абиссальной долине при глубине моря 5981 м. Скважина вскрыла раннечетвертичные, поздние и раннеплиоценовые и позднемииоценовые отложения на глубинах соответственно 23—28, 28—30, 115—121, 121—125 м (фиг. 4). Граница между раннечетвертичными и позднеплиоценовыми отложениями условная. Верхнечетвертичные отложения (23—27 м) представлены псефопсаммитовыми светлыми, коричневато-серыми илами, содержащими до 40% неизмененного бесцветного кислого стекла ($N=1,497$ — $1,503$), 20% родохрозита, присутствующего в виде желтовато-кремовых кристаллов с развитыми гранями 110, 010, 111, их обломков, а также друзовых и крестообразных сростков, 3—5% гидроокислов железа и марганца, 5—7% органического материала.

[illegible]



Фиг. 4. Разрезы скв. 49—51 и минеральный состав отложений
 1 — наличие повышенных количеств рудного вещества; 2 — присутствие повышенных количеств цеолита; 3 — карбонатная составляющая породы (кальцит); хон — халцедон. Остальные усл. обозначения см. на фиг. 1

ла. В количестве менее 1% отмечены плагиоклаз (андезин № 43—46 $Np=1,550$, $Ng=1,561$, встречающийся иногда в сростках с бесцветным стеклом), пироксен и обломки слабобаскристаллизованного зеленовато-коричневого стекла ($N=1,568—1,570$ и $1,540—1,545$). Все перечисленные компоненты как бы сцементированы гидрослюдисто-глинисто-родохрозитовым агрегатом, в котором гидрослюда и хлорит резко преобладают над железистым монтмориллонитом. Ближе к границе с плиоценовыми отложениями осадок становится более тонким, в нем несколько уменьшается количество неизмененного стекла и родохрозита и слабо увеличивается количество кристаллокластов, появляется пироксен. Позднеплиоценовые отложения (глубина 28—30 м) отличаются от четвертичных только более высоким содержанием биогенного вещества (до 30%), количественные же соотношения и состав минеральной части остаются прежними.

Раннеплиоценовые и позднемиоценовые осадки (глубина 115—125 м) резко отличаются от вышележащих отложений. Это темно-коричневые до черных псефопсаммитовые илы, состоящие из примерно равных количеств железистого монтмориллонита (отражение плоскости 001 насыщенных глицерином образцов равно 18—18,4 А), филлипсита, гидроксидных соединений железа и марганца, гидрослюды и родохрозита. Все перечисленные минералы находятся во взаимных прорастаниях или имеют зональное строение. Встречаются кристаллы филлипситовой формы, выполненные чередующимися зонами филлипситового, рудного ($Mn?$) и родохрозитового состава. Такое строение кристалла является, очевидно, свидетельством его роста в условиях неравномерного привноса вещества разного состава. Кристаллокласты пироксена и плагиоклаза присутствуют в единичных знаках и чаще фиксируются только на рентгенограммах. Неизмененного стекла не встречено.

Таким образом, в скв. 51 наблюдаются как бы два типа отложений: позднемиоценовые — раннеплиоценовые, представленные рудно-глинисто-цеолитовыми осадками, и позднеплиоценовые — раннечетвертичные — стекловато-гидрослюдисто-глинистые с повышенным количеством родохрозита и рудного вещества. Однако при кажущемся различии в этих осадках определенно наблюдаются черты сходства. Прежде всего это выражается в железистом составе монтмориллонита, наличии повышенного количества рудного вещества и развитии в верхней части разреза родохрозита с несвойственной ему (филлипситовой) формой, т. е. направленности преобразования верхней части осадка та же, что и нижней. К сожалению, мы не располагаем образцами из промежуточной почти 100-метровой зоны и не можем проследить, насколько постепенным было это преобразование. Но имеющийся материал позволяет сделать предположение о том, что миоцен-четвертичные отложения в скв. 51 представляют собой результат однонаправленного изменения пород, проявленного с разной степенью интенсивности.

Скважина 50, рейс 6. Расположена на западном фланге плато Шатского в координатах $32^{\circ}24,2'$ с. ш. и $156^{\circ}34,3'$ в. д. при глубине океана 4487 м. Образцами охарактеризованы только четвертичные отложения (см. фиг. 4). Их разрез следующий. 1—4 м псефопсаммитовый осадок представлен смесью биогенного (опаловый и карбонатный состав), карбонатного (кальцит) и глинисто-гидрослюдистого материала примерно в равных количественных соотношениях. В этот агрегат погружены единичные зерна бесцветного стекла ($N=1,497$), плагиоклаза (андезин № 30—35, $Ng=1,545$, $Np=1,537$), кварца, основного стекла и палагонита. Карбонатная часть представлена кальцитом, который присутствует не только в цементирующей массе осадка и поровых пространствах, но развивается по плагиоклазу и даже по стеклу. Глубина 4—5 м. Количество глинисто-гидрослюдистого материала несколько падает, и за этот счет возрастает до 5% количество кислого стекла. Стекло бесцветное,

прозрачное и в отличие от стекла, описанного в предыдущих скважинах, не имеет пузырчатого строения и желтоватого оттенка. На этой глубине несколько увеличивается размерность кристаллокластической части. Состав плагиоклаза колеблется от андезина № 30—35 (в мелких обломках) до лабрадора № 65—70 ($N_g=1,569$, $N_p=1,559$, крупные хорошо ограниченные пузырчатые кристаллы). В осадке присутствует кварц и незначительное количество рудного вещества.

На глубине 6 м при прежних соотношениях минеральных и органических компонентов резко падает их размерность, а к глубине 7 м тонкопсаммитовый осадок становится значительно менее карбонатным. В конце разреза, на глубине 9 м, в составе глинисто-гидрослюдистого комплекса появляется довольно много рудного вещества. Показатели преломления кислого стекла возрастают до 1,501—1,503. Чаше встречаются обломки черного основного стекла, появляется биотит. Размерность осадка снова приближается к псефитовой.

По всему разрезу скважины в шлифах отмечены редкие мельчайшие кристаллики цеолита, определить состав которого, однако, не удалось. Таким образом, особенностями четвертичных отложений скв. 50 являются: наличие большого количества органических остатков; сильная карбонатизация осадка; присутствие стекла и плагиоклаза с оптическими характеристиками, несколько отличающимися от оптики стекла и плагиоклаза предыдущих скважин; присутствие значительных количеств кварца и отсутствие пироксена среди кристаллокластов.

Скважина 49, рейс 6. Расположена на западном фланге плато Шатского в координатах $32^{\circ}24,1'$ с. ш. и $156^{\circ}36,0'$ в. д., глубина океана 4282 м. Четвертичные отложения, смешанные с плиоценовыми, вскрыты на глубине 0—9 м. Верхние 3 м представляют собой смесь карбонатного (до 30%) и глинисто-гидрослюдистого материала, в который погружены многочисленные обломки халцедона и в меньшем количестве кварца, плагиоклаза (андезин № 34—36, $N_g=1,552$, $N_p=1,546$), роговой обманки ($N_g=1,675$, $N_p=1,650—1,653$). В единичных знаках присутствуют бесцветные, прозрачные остроугольные непористые обломки стекла с $N=1,497$ (см. фиг. 4). Карбонатная часть представлена кальцитом, который не только целиком выполняет отдельные участки породы, но и развивается по плагиоклазу и стеклу. В одном случае замечено замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. В глинисто-гидрослюдистой части гидрослюда преобладает над монтмориллонитом. В тесной ассоциации с этими двумя минералами находятся хлопьевидные выделения гидроокислов железа и мельчайшие кристаллики цеолита. Содержание биогенного вещества в породе менее 1%. На глубине 3,3 м карбонат исчезает практически полностью. Осадок представляет собой гидрослюдисто-монтмориллонитовый ил, содержащий до 10% бесцветного неизмененного стекла ($N=1,497—1,503$). Значительно увеличивается количество кристаллокластов плагиоклаза (андезин № 45—50, $N_g=1,562$, $N_p=1,552$), отмечены кварц, биотит, роговая обманка, пироксен. Повышается содержание гидроокислов железа, присутствуют Fe—Mn-микронкреции и единичные мельчайшие кристаллики цеолита. На глубине 5,2 м состав породы почти такой же, но количество неизмененного стекла несколько падает, а цеолита повышается до 3%. Кальцит присутствует в незначительном количестве в поровых пространствах.

На глубине 5,8 м отмечено обогащение глинисто-гидрослюдистого осадка обломками палагонитизированных, насыщенных рудным веществом пород основного состава (N стекла от 1,550 до 1,600 в зависимости от степени палагонизации). Состав кристаллокластов плагиоклаза становится более основным (лабрадор № 64—65, $N_p=1,559—1,560$, $N_g=1,569—1,570$). Кислого неизмененного стекла очень мало, преобладающий его состав отвечает $N=1,503$, но отмечены зерна с $N=1,518$. Количество цеолита возрастает до 10%. Он представлен светлыми желтова-

то-коричневыми кристаллами размером до 0,1—0,3 мм, часто встречаются крестовидные двойники. Показатели преломления $N_g=1,489—1,490$, $N_p=1,487$. Значения межплоскостных расстояний наиболее интенсивных пиков на дифрактограмме близки к филлипситовым и отвечают $d/n=7,76; 6,97; 5,00; 3,93; 3,43; 3,16; 2,51; 1,77; 1,67; 1,53$. По цеолиту интенсивно развивается глинистый минерал. По-прежнему в осадке много гидроокислов железа и Fe—Mn-микроконкреций. Отмечается значительное количество фосфоритизированных органических остатков. Глубина 8 м — глинисто-гидрослюдистая порода с рудным веществом и незначительным количеством родохрозита. Количество кристаллокластов меньше 1%. Неизмененного кислого стекла и цеолитов не отмечено. Таким образом, четвертичные (совместно с плиоценовыми) отложения представлены зональной толщей осадка: верхняя глинисто-гидрослюдисто-карбонатная зона (0—3 м) резко, с полной потерей карбоната, переходит в глинисто-гидрослюдистую с повышенным количеством неизмененного витро- и кристаллокластического материала (3—5 м) и далее на глубине 5—7 м сменяется зоной с развитой глинисто-гидрослюдисто-цеолитовой ассоциацией, обогащенной обломками литокластов основного состава. Наконец, нижняя зона (7—8 м) практически полностью глинисто-гидрослюдистая. По всему разрезу наблюдается развитие рудного вещества, но наибольшее его количество приурочено к центральным зонам.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СТЕКЛА

При описании разрезов скважин было отмечено преобладание в витрокластической составляющей осадков кислого стекла. Его химический состав приведен в табл. 1. Анализировались бесцветные, остроугольные (анализы, 1, 4, 6) и желтоватые, пористые, волокнистые (анализы 2, 3, 5) зерна. Как видно из табл. 1, колебания содержаний отдельных компонентов для одного образца (анализы 1—4) и для образцов из разных, удаленных друг от друга скважин (52, 194, 49) находятся в одних пределах. Это дает возможность рассмотреть и выявить специфику химического состава кислого стекла для района в целом. Прежде всего обращает на себя внимание высокая водонасыщенность стекла. По данным микронзондового анализа, она колеблется от 3,3 до 8,2%. Для обр. 2 скв. 52 эти данные уточнялись термическим анализом. Потеря веса для 100 мг навески стекла оказалась 5,7%. Второй исключительно важной особенностью является очень низкое содержание в стекле Na_2O (0,01—0,27%) и в связи с этим высокое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равное в среднем 4. Содержание же остальных породообразующих компонентов почти полностью отвечает среднему химическому составу липарита и риолита [4] (см. табл. 1, ан. 11). Однако по сравнению с опубликованными анализами кислого стекла Тихого океана [9, 23] (см. табл. 1, анализы 12, 13) стекло центральной части Северо-Западной котловины обогащено SiO_2 и Al_2O_3 . Количество K_2O чуть ниже содержания этого окисла в анализах, опубликованных Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой, и значительно превышает содержание, приводимое в каталоге химических анализов абиссального стекла [23]. Содержание же CaO и Na_2O обычно на порядок ниже.

Стекло Северо-Западной котловины по составу (SiO_2 , K_2O и CaO , Na_2O) отличается и от кислых эффузивных пород южных Курильских островов (см. табл. 1, ан. 14). По данным Г. Е. Богоявленской и др. [3], из 32 анализов четвертичных и третичных кислых пемз и изверженных пород островов Кунашир и Итуруп (содержание $\text{SiO}_2 > 65\%$) только в одном случае наблюдалось преобладание K_2O над Na_2O , при этом отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, равное 1,88, значительно ниже полученного нами, т. е. южную группу Курильских островов вряд ли можно рассматривать как источник кислого стекла в отложениях центральной части Северо-За-

Таблица 1

Химический состав кислого стекла, %

Номер			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	N стекла	
скважины	образца	анализа													
52	2	1	76,71	0,24	13,19	1,24	—	—	0,20	0,93	0,27	3,75	96,63	1,497	
52	2	2	72,79	0,24	13,32	1,28	—	—	0,25	0,96	0,10	4,28	93,22	1,497	
52	2	3	71,06	—	16,27	1,92	—	0,00	0,35	1,32	0,21	2,45	93,58	1,502	
52	2	4	78,99	0,25	13,75	1,13	—	0,00	0,21	1,11	2,04	3,20	100,69	1,497	
52	11	5	77,92	0,00	12,12	0,78	—	0,01	0,00	0,60	1,83	3,04	96,39	1,498	
52	11	6	71,90	—	14,73	1,34	—	0,00	0,05	0,79	0,25	2,75	91,81	1,498	
194	8	7	75,79	0,35	10,64	1,80	—	0,00	0,29	1,66	1,96	1,35	92,85	1,500	
194	8	8	75,65	—	14,08	2,47	—	0,04	0,36	1,71	0,08	1,10	94,67	1,500	
49	65	9	75,65	0,28	12,69	1,51	—	—	0,19	1,22	0,01	2,67	94,22	1,502	
По данным:			Средний состав												
Г. В. Войткович и др. [4]			10	75,07	0,19	13,42	1,49	—	0,01	0,21	1,14	0,64	2,73	94,90	—
Н. А. Лисицыной и др. [9]			11	72,80	0,33	13,49	0,85	1,45	0,08	0,36	1,20	3,38	4,46	98,40	—
W. G. Melson at al. [23]			12	69,72	0,38	12,52	1,10	1,37	0,12	0,32	2,66	4,51	4,08	96,78	—
Г. Е. Богоявленской и др. [3]			13	69,67	0,59	12,33	5,21	—	—	0,38	2,84	4,29	1,46	96,77	—
M. M. Utada [24]			14	67,08	0,66	14,52	1,83	1,80	0,12	1,40	3,23	3,34	1,25	95,23	—
			15	67,70	0,10	14,93	—	1,73	—	0,43	0,64	2,05	1,06	88,64	—

Примечание. Анализы 1—9 выполнены на микроанализаторе Сатеса MS-46 при напряжении 20 кВ и силе тока 30 нА; 10 — среднее содержание по данным анализов 1—9; 11 — средний состав липарита по В. Дели; 12 — средний состав кислого стекла северо-запада Тихого океана по данным шести анализов; 13 — средний состав кислых стекол (36 анализов) в районе Тихого океана с координатами 02°70' с. ш. и 95°24' з. д.; 14 — средний состав кислых пеплов (32 анализа) островов Кунашира и Итуруп; 15 — средний состав кислых пеплов (7 анализов) О. Хонсю; в анализах 1—9, 13 все железо пересчитано на FeO, в анализе 12 — на Fe₂O₃.

Химический состав среднего и основного стекла, %

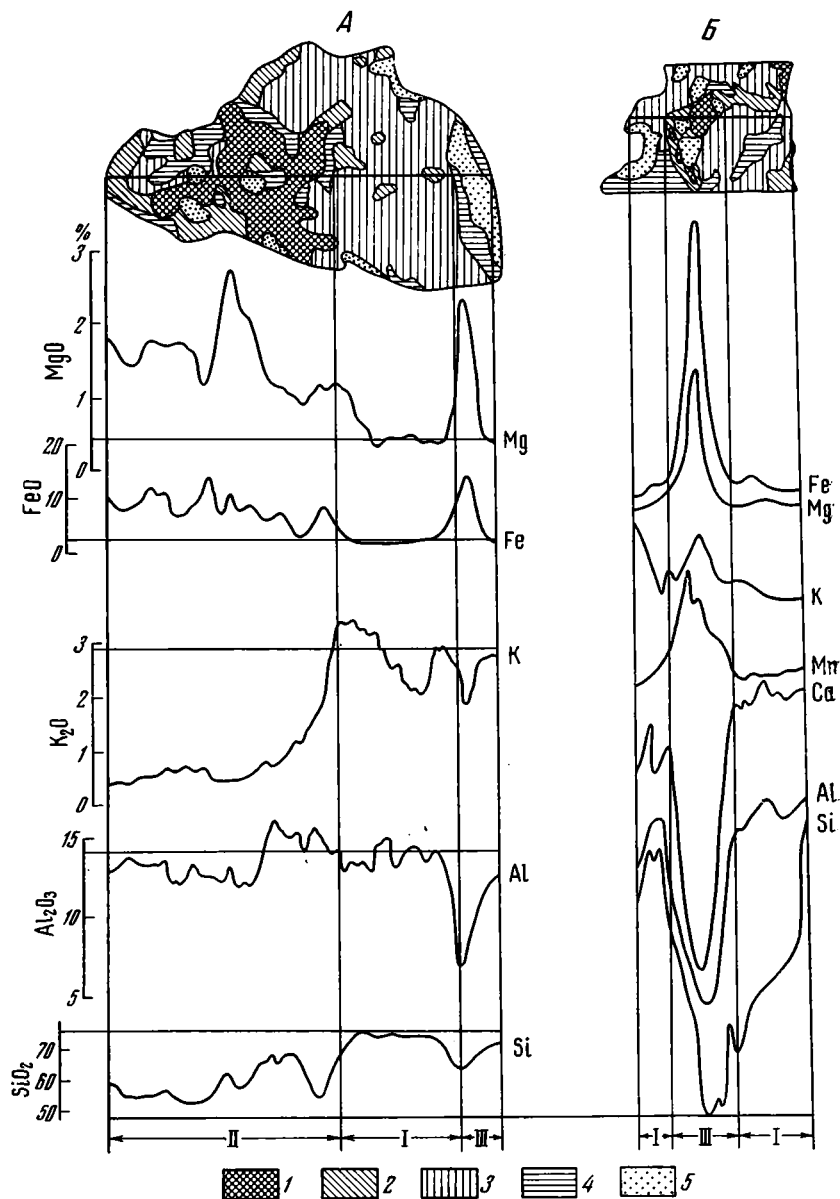
Номер			SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	N стекла
сква- жины	образ- ца	анали- за										
52	17	1	62,70	15,43	6,53	0,61	1,32	3,41	0,31	1,81	92,16	1,525
52	11	2	60,12	15,27	8,40	0,18	3,12	4,66	0,31	0,18	93,14	1,550
52	11	3	54,96	27,70	0,90	0,00	0,14	8,32	7,402	0,18	99,60	1,529
194	8	4	56,23	16,40	12,81	0,14	4,13	7,78	2,16	0,24	99,89	1,550
194	8	5	56,94	13,34	15,45	0,32	3,03	8,17	2,77	0,37	100,39	1,602

падной котловины. Однако следует отметить, что этот вывод не является вполне корректным, так как сравнивались микрозондовые анализы отдельных зерен с силикатными анализами пеплового прослоя в целом. Этот же вывод, по-видимому, справедлив и для кислых пеплов Японии (см. табл. 1, ан. 15). Таким образом, химический состав кислого стекла центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана специфичен и характеризуется высоким содержанием SiO₂, низким Na₂O и стабильно высоким отношением K₂O/Na₂O. Химический состав среднего и основного стекла приведен в табл. 2. Этих сведений недостаточно для генетических выводов, однако они вместе с материалом табл. 1 дают представление о вариациях составов витрокластики неоген-четвертичных отложений описываемого района.

ХАРАКТЕР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КИСЛОГО СТЕКЛА

При изучении состава и строения осадочных прослоев с высоким содержанием кислого стекла обращает на себя внимание неровная, как бы с большим количеством включений, поверхность стекла (см. фиг. 2, б). Увеличения в 10000 раз позволяют отчетливо увидеть, что эти «включения» являются минеральными новообразованиями, которые в большинстве случаев в виде мельчайших «привязок» или «задиров» рассредоточены по поверхности стекла (см. фиг. 2, г) или реже образуют полные псевдоморфозы (фиг. 2, в). Микрозондовое профилирование дает возможность рассмотреть этот процесс с химической точки зрения. На фиг. 5, А представлены профили изменения содержания Si, Al, K, Fe, Mg в зерне стекла размером 17 мкм в поперечнике (обр. 2, скв. 52). Разрешения микрозонда позволяют условно разделить исследуемое зерно на три зоны: центральную (неизмененного стекла) и две краевые (узкую правую и растянутую левую) с отчетливо видными новообразованиями. Из графиков следует, что количество кремнекислоты уменьшается к краевым зонам зерна на 15—20% (75% SiO₂ в зоне неизмененного стекла падает в краевых его частях со всеми переходами до 55—56%).

Алюминий ведет себя неоднородно: фоновое содержание в стекле Al₂O₃ 14% падает в правой крайней зоне до 7%, а в левой — до 12%, однако на границе неизмененного стекла и левой краевой зоны количество Al₂O₃ достигает 16,5%. Количество калия неоднородно и в зоне фонового стекла (в этой части отмечаются колебания и других компонентов, однако на графиках они менее заметны из-за различной цены деления вертикальных масштабов), что, по-видимому, является свидетельством начала преобразования и этой части зерна. В краевых же частях количество K₂O резко уменьшается и практически сходит на нет (уменьшение от 3,0 до 0,4—0,6%). Поведение Fe и Mg обратно пропорционально поведению Si и K. Количество FeO и MgO возрастает в краевых зонах соответственно до 12—13 и 1,5—3% (при фоновом содержании 1,3 и 0,2%). Профилирование для Na показало полную идентичность пове-



Фиг. 5. Зарисовки зерен слабоизмененного стекла и профили поведения в нем элементов (микроанализатор Cameca MS-46)

А — обр. 2, скв. 52; Б — обр. 65, скв. 49. Зоны: I — практически неизмененного стекла, II — постепенного преобразования стекла, III — резкого преобразования стекла. Отражательная способность зерна относительно неизмененного стекла: 1 — значительно ниже, 2 — незначительно ниже, 3 — отвечает стеклу, 4 — незначительно выше, 5 — значительно выше; горизонтальная линия на зарисовке — направление профилирования

дения этого элемента с K, а колебания содержания Ca находятся во всех зонах в пределах фона. Для данного зерна отчетливо прослеживается тенденция выноса из него Si, K, Na, в меньшей степени Al и привноса Fe и Mg, при этом внутри краевых зон зерна наблюдаются участки, содержащие повышенное количество либо одного, либо нескольких из перечисленных элементов. Многократное профилирование различных зерен стекла из скв. 52 и 194 показало, что такое поведение

Химический состав среднего и основного стекла, %

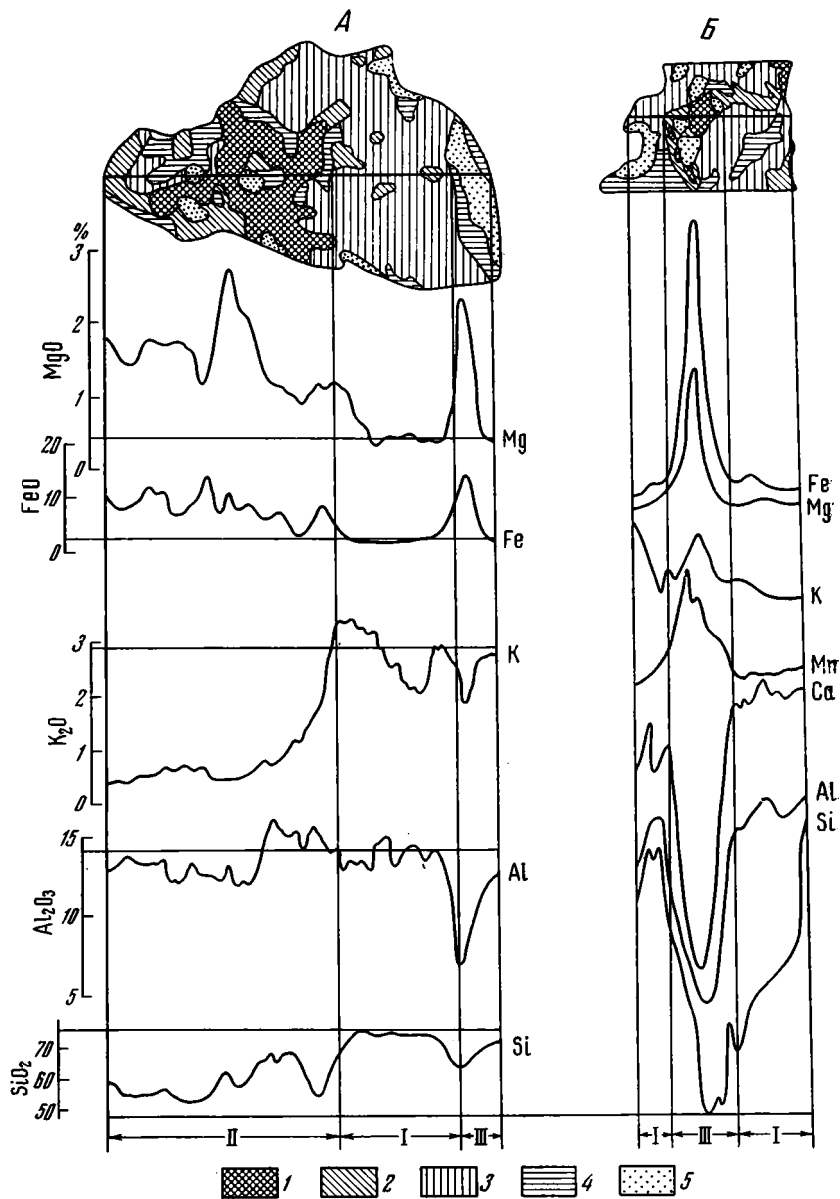
Номер			SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	N стекла
сква- жины	образ- ца	анали- за										
52	17	1	62,70	15,43	6,53	0,61	1,32	3,41	0,31	1,81	92,16	1,525
52	11	2	60,12	15,27	8,40	0,18	3,12	4,66	0,31	0,18	93,14	1,550
52	11	3	54,96	27,70	0,90	0,00	0,14	8,32	7,402	0,18	99,60	1,529
194	8	4	56,23	16,40	12,81	0,14	4,13	7,78	2,16	0,24	99,89	1,550
194	8	5	56,94	13,34	15,45	0,32	3,03	8,17	2,77	0,37	100,39	1,602

падной котловины. Однако следует отметить, что этот вывод не является вполне корректным, так как сравнивались микрозондовые анализы отдельных зерен с силикатными анализами пеплового прослоя в целом. Этот же вывод, по-видимому, справедлив и для кислых пеплов Японии (см. табл. 1, ан. 15). Таким образом, химический состав кислого стекла центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана специфичен и характеризуется высоким содержанием SiO₂, низким Na₂O и стабильно высоким отношением K₂O/Na₂O. Химический состав среднего и основного стекла приведен в табл. 2. Этих сведений недостаточно для генетических выводов, однако они вместе с материалом табл. 1 дают представление о вариациях составов витрокластике неоген-четвертичных отложений описываемого района.

ХАРАКТЕР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КИСЛОГО СТЕКЛА

При изучении состава и строения осадочных прослоев с высоким содержанием кислого стекла обращает на себя внимание неровная, как бы с большим количеством включений, поверхность стекла (см. фиг. 2, б). Увеличения в 10000 раз позволяют отчетливо увидеть, что эти «включения» являются минеральными новообразованиями, которые в большинстве случаев в виде мельчайших «привязок» или «задиров» рассредоточены по поверхности стекла (см. фиг. 2, г) или реже образуют полные псевдоморфозы (фиг. 2, в). Микрозондовое профилирование дает возможность рассмотреть этот процесс с химической точки зрения. На фиг. 5, А представлены профили изменения содержания Si, Al, K, Fe, Mg в зерне стекла размером 17 мкм в поперечнике (обр. 2, скв. 52). Разрешения микрозонда позволяют условно разделить исследуемое зерно на три зоны: центральную (неизмененного стекла) и две краевые (узкую правую и растянутую левую) с отчетливо видными новообразованиями. Из графиков следует, что количество кремнекислоты уменьшается к краевым зонам зерна на 15—20% (75% SiO₂ в зоне неизмененного стекла падает в краевых его частях со всеми переходами до 55—56%).

Алюминий ведет себя неоднородно: фоновое содержание в стекле Al₂O₃ 14% падает в правой крайней зоне до 7%, а в левой — до 12%, однако на границе неизмененного стекла и левой краевой зоны количество Al₂O₃ достигает 16,5%. Количество калия неоднородно и в зоне фонового стекла (в этой части отмечаются колебания и других компонентов, однако на графиках они менее заметны из-за различной цены деления вертикальных масштабов), что, по-видимому, является свидетельством начала преобразования и этой части зерна. В краевых же частях количество K₂O резко уменьшается и практически сходит на нет (уменьшение от 3,0 до 0,4—0,6%). Поведение Fe и Mg обратно пропорционально поведению Si и K. Количество FeO и MgO возрастает в краевых зонах соответственно до 12—13 и 1,5—3% (при фоновом содержании 1,3 и 0,2%). Профилирование для Na показало полную идентичность пове-



Фиг. 5. Зарисовки зерен слабоизмененного стекла и профили поведения в нем элементов (микроанализатор Cameca MS-46)

А — обр. 2, скв. 52; Б — обр. 65, скв. 49. Зоны: I — практически неизмененного стекла, II — постепенного преобразования стекла, III — резкого преобразования стекла. Отражательная способность зерна относительно неизмененного стекла: 1 — значительно ниже, 2 — незначительно ниже, 3 — отвечает стеклу, 4 — незначительно выше, 5 — значительно выше; горизонтальная линия на зарисовке — направление профилирования

дения этого элемента с K, а колебания содержания Ca находятся во всех зонах в пределах фона. Для данного зерна отчетливо прослеживается тенденция выноса из него Si, K, Na, в меньшей степени Al и привноса Fe и Mg, при этом внутри краевых зон зерна наблюдаются участки, содержащие повышенное количество либо одного, либо нескольких из перечисленных элементов. Многократное профилирование различных зерен стекла из скв. 52 и 194 показало, что такое поведение

элементов типично для стекла этого района Северо-Западной котловины. В восточной части профиля (скв. 49) процесс изменения кислого стекла идет практически с той же направленностью, но более интенсивно, и в него вовлечено большее количество мигрирующих элементов (рис. 5, Б). Здесь помимо Si, Al и Na при преобразовании стекла из него выносятся Са. Привнос же осуществляется для таких элементов, как Mg, Fe, Mn и K, т. е. иначе, чем в западной части профиля, ведут себя Са и K, вовлечен в процесс Mn, возрастают количественные оценки привноса-выноса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенное описание разрезов скважин показывает, что литология неоген-четвертичных отложений центральной части Северо-Западной котловины обусловлена сочетанием трех компонентов: органогенного, вулканогенно-обломочного и терригенно-аутигенного. Органогенная часть нами не рассматривается. Отметим только, что она представлена опаловыми, реже карбонатными или фосфатными остатками морских организмов и составляет от 1 до 45% объема осадка. Вулканогенная часть состоит из литокластов (обломки эффузивных пород и стекла кислого, основного и среднего состава) и кристаллокластов, среди которых преобладают плагиоклаз и пироксен, реже отмечается биотит, роговая обманка, кварц, магнетит. Обычное содержание вулканогенной составляющей в породе — единицы и первые десятки процентов, но отмечены прослои, состоящие на 90% из вулканокластики (преимущественно стекло кислого состава).

Терригенно-аутигенная часть представлена монтмориллонитом, гидрослюдой, гидроокислами (и окислами?) железа и марганца, кальцитом, родохрозитом, цеолитами. Вариации содержаний осадочной составляющей широки (от 3 до 95%), однако преобладают осадки с содержанием 50—70%. Такой состав и количественные соотношения являются тем общим, что позволяет классифицировать неоген-четвертичные отложения района как вулканогенно-осадочные. Однако литология каждого конкретного участка профиля имеет свои особенности. Эти особенности, проявленные как в вулканогенной, так и в осадочной частях, отражают разные стороны процесса осадконакопления.

Вулканогенная составляющая. Если рассматривать осадки профиля по направлению с запада на восток, то прежде всего обращает на себя внимание значительно большее сходство разновозрастных отложений в пределах каждой скважины, чем отложений разных возрастов по простиранию (см. фиг. 1, 3, 4). Так, на всех глубинах скв. 52 устойчиво сонахождение плагиоклаза, пироксена, кислого стекла, обломков вулканических пород и акцессорное содержание биотита и роговой обманки. В скв. 194, 195 к этой ассоциации добавляется обязательное присутствие стекла среднего и основного состава. Четвертичные и плиоценовые отложения скв. 51 не содержат биотита и роговой обманки и характеризуются малым количеством пироксена, в четвертичных отложениях скв. 50 и 49 практически отсутствует и пироксен, а основной ассоциацией становится плагиоклаз + кварц + кислое стекло. При этом закономерно меняется состав плагиоклаза: в скв. 52 преобладает лабрадор № 50—55 и 65—66, изредка отмечается андезин; в скв. 194—196 — битовнит-анортит № 84—95, есть лабрадор-битовнит № 65—75, единичные находки олигоклаза; в скв. 51 встречен только андезин № 43—46; в скв. 50 и 49 присутствует главным образом андезин № 30—35, прослой с андезином № 45—50 и лабрадором № 64—65. В этом же направлении меняется состав кислого стекла. Показатели преломления стекла следующие: скв. 52 $N=1,497-1,505$; скв. 194, 195 $N=1,500-1,512$; скв. 50, 49 $N=1,497-1,503$. В целом состав продуктов вулканизма в скв. 194 и 195 более основной, чем в скв. 51 и 52, а в скв. 49 и 50 — наиболее кислый.

Варьируют и количественные соотношения кристаллокластов, в частности, четвертичные отложения скв. 51 содержат значительно большее количество кислого стекла, чем одновозрастные отложения скв. 194 и 195, расположенные гораздо ближе к береговой линии. Практически во всех скважинах на разных глубинах отмечаются прослои, содержащие повышенное количество неизмененного стекла, кристаллокластов и обломков пород. Эта слоистость, по-видимому, является следствием спорадического поступления вулканического материала в зону осадконакопления, а свежесть, неизмененность продуктов вулканизма служит свидетельством их быстрого захоронения, т. е. каждый конкретный участок профиля отличается определенным составом и характером распределения вулканогенного материала. Это позволяет предположить влияние на осадконакопление не общей для всего профиля зоны сноса вещества, а единичных вулканических построек, характер деятельности и состав продуктов которых меняется в пределах вулканических циклов.

Осадочная составляющая. Петрографическое изучение осадков дает возможность выделить в них две устойчиво сосуществующие минеральные ассоциации: I — монтмориллонит + гидрослюда + гидроокислы железа и II — филлипсит + ферримонтмориллонит + гидрослюда + родохрозит + гидроокислы Fe и Mn. Первая ассоциация территориально приурочена к западной части профиля (скв. 52, 194—196) и спорадически отмечается на востоке (участки в верхах скв. 49—51). При этом в количественном отношении в западных скважинах наблюдается преобладание монтмориллонита, а в более восточных растет роль гидрослюда. Содержание гидроокислов железа обычно невелико. В качестве аксессуаров могут присутствовать родохрозит, Fe—Mn-микроконкреции, палыгорскит, цеолиты (но не филлипсит). Ассоциация развивается как в межзерновых пространствах, так и по стеклу кислого состава.

Постоянно наблюдаемое сосуществование перечисленных минералов с вулканическим стеклом кислого состава вызвало необходимость изучения состава граничных фаз стекло — поздний минерал и участков стекла, находящихся в непосредственном контакте с океанической водой.

Взаимодействию стекла с водой или раствором различного состава при разных P — T -условиях посвящено довольно много работ. В частности, Н. И. Хитаровым и др. [19] показано, что 6-часовая при $T=200$ и 300°C , $P=3$ МПа обработка кислого стекла водой и хлоридными растворами приводит к выщелачиванию из стекла Si, Na, K, Ca и в меньшей степени Al; Fe, Mg малоподвижны, и по мере растворения стекла происходит накопление их в твердом остатке. Полученные нами данные о поведении элементов при взаимодействии кислого стекла с океанской водой хорошо с этим согласуются. В изучаемых неоген-четвертичных осадках время взаимодействия системы стекло — вода несоизмеримо больше, чем в опыте, и значительно выше давление (осадки подняты с глубины >5000 м). Эти два фактора должны полностью нивелировать различия температур в экспериментальном и природном процессах. Микрозондовое профилирование различных зерен кислого стекла (см. фиг. 5, А, Б) показало, что на контактах с океанской водой и с зонами новообразований стекло содержит меньше Si, Al, Na и больше Fe и Mg при двояком поведении K и Ca, т. е. сохраняется направленность процесса разложения стекла, полученная экспериментальным путем, и очевиден обмен компонентами между стеклом и окружающей водной средой. Пористая структура стекла не только облегчает обмен, но и приводит к накоплению выщелоченных элементов в поровых пространствах и приповерхностных участках стекла. Эти зоны обогащаются как выщелоченными из стекла Si, Al, Na (в отдельных случаях K и Ca), так и остающимися в твердом остатке Fe, Mg, Na. В зависимости от интенсивности процесса перечисленные элементы находятся в самых разных количественных соотношениях, а их набор вполне достаточен для формиро-

элементов типично для стекла этого района Северо-Западной котловины. В восточной части профиля (скв. 49) процесс изменения кислого стекла идет практически с той же направленностью, но более интенсивно, и в него вовлечено большее количество мигрирующих элементов (рис. 5, Б). Здесь помимо Si, Al и Na при преобразовании стекла из него выносятся Са. Привнос же осуществляется для таких элементов, как Mg, Fe, Mn и K, т. е. иначе, чем в западной части профиля, ведут себя Са и K, вовлечен в процесс Mn, возрастают количественные оценки привноса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенное описание разрезов скважин показывает, что литология неоген-четвертичных отложений центральной части Северо-Западной котловины обусловлена сочетанием трех компонентов: органогенного, вулканогенно-обломочного и терригенно-аутигенного. Органогенная часть нами не рассматривается. Отметим только, что она представлена опаловыми, реже карбонатными или фосфатными остатками морских организмов и составляет от 1 до 45% объема осадка. Вулканогенная часть состоит из литокластов (обломки эффузивных пород и стекла кислого, основного и среднего состава) и кристаллокластов, среди которых преобладают плагиоклаз и пироксен, реже отмечается биотит, роговая обманка, кварц, магнетит. Обычное содержание вулканогенной составляющей в породе — единицы и первые десятки процентов, но отмечены прослои, состоящие на 90% из вулканокластики (преимущественно стекло кислого состава).

Терригенно-аутигенная часть представлена монтмориллонитом, гидрослюдай, гидроокислами (и окислами?) железа и марганца, кальцитом, родохрозитом, цеолитами. Вариации содержаний осадочной составляющей широки (от 3 до 95%), однако преобладают осадки с содержанием 50—70%. Такой состав и количественные соотношения являются тем общим, что позволяет классифицировать неоген-четвертичные отложения района как вулканогенно-осадочные. Однако литология каждого конкретного участка профиля имеет свои особенности. Эти особенности, проявленные как в вулканогенной, так и в осадочной частях, отражают разные стороны процесса осадконакопления.

Вулканогенная составляющая. Если рассматривать осадки профиля по направлению с запада на восток, то прежде всего обращает на себя внимание значительно большее сходство разновозрастных отложений в пределах каждой скважины, чем отложений разных возрастов по простиранию (см. фиг. 1, 3, 4). Так, на всех глубинах скв. 52 устойчиво сонахождение плагиоклаза, пироксена, кислого стекла, обломков вулканических пород и акцессорное содержание биотита и роговой обманки. В скв. 194, 195 к этой ассоциации добавляется обязательное присутствие стекла среднего и основного состава. Четвертичные и плиоценовые отложения скв. 51 не содержат биотита и роговой обманки и характеризуются малым количеством пироксена, в четвертичных отложениях скв. 50 и 49 практически отсутствует и пироксен, а основной ассоциацией становится плагиоклаз + кварц + кислое стекло. При этом закономерно меняется состав плагиоклаза: в скв. 52 преобладает лабрадор № 50—55 и 65—66, изредка отмечается андезин; в скв. 194—196 — битовнит-анортит № 84—95, есть лабрадор-битовнит № 65—75, единичные находки олигоклаза; в скв. 51 встречен только андезин № 43—46; в скв. 50 и 49 присутствует главным образом андезин № 30—35, прослой с андезином № 45—50 и лабрадором № 64—65. В этом же направлении меняется состав кислого стекла. Показатели преломления стекла следующие: скв. 52 $N=1,497—1,505$; скв. 194, 195 $N=1,500—1,512$; скв. 50, 49 $N=1,497—1,503$. В целом состав продуктов вулканизма в скв. 194 и 195 более основной, чем в скв. 51 и 52, а в скв. 49 и 50 — наиболее кислый.

Варьируют и количественные соотношения кристаллокластов, в частности, четвертичные отложения скв. 51 содержат значительно большее количество кислого стекла, чем одновозрастные отложения скв. 194 и 195, расположенные гораздо ближе к береговой линии. Практически во всех скважинах на разных глубинах отмечаются прослои, содержащие повышенное количество неизмененного стекла, кристаллокластов и обломков пород. Эта слоистость, по-видимому, является следствием спорадического поступления вулканического материала в зону осадконакопления, а свежесть, неизмененность продуктов вулканизма служит свидетельством их быстрого захоронения, т. е. каждый конкретный участок профиля отличается определенным составом и характером распределения вулканогенного материала. Это позволяет предположить влияние на осадконакопление не общей для всего профиля зоны сноса вещества, а единичных вулканических построек, характер деятельности и состав продуктов которых меняется в пределах вулканических циклов.

Осадочная составляющая. Петрографическое изучение осадков дает возможность выделить в них две устойчиво сосуществующие минеральные ассоциации: I — монтмориллонит + гидрослюда + гидроокислы железа и II — филлипсит + ферримонтмориллонит + гидрослюда + родохрозит + гидроокислы Fe и Mn. Первая ассоциация территориально приурочена к западной части профиля (скв. 52, 194—196) и спорадически отмечается на востоке (участки в верхах скв. 49—51). При этом в количественном отношении в западных скважинах наблюдается преобладание монтмориллонита, а в более восточных растет роль гидрослюды. Содержание гидроокислов железа обычно невелико. В качестве аксессуаров могут присутствовать родохрозит, Fe—Mn-микроконкреции, палыгорскит, цеолиты (но не филлипсит). Ассоциация развивается как в межзерновых пространствах, так и по стеклу кислого состава.

Постоянно наблюдаемое сосуществование перечисленных минералов с вулканическим стеклом кислого состава вызвало необходимость изучения состава граничных фаз стекло — поздний минерал и участков стекла, находящихся в непосредственном контакте с океанической водой.

Взаимодействию стекла с водой или раствором различного состава при разных P — T -условиях посвящено довольно много работ. В частности, Н. И. Хитаровым и др. [19] показано, что 6-часовая при $T=200$ и 300°C , $P=3$ МПа обработка кислого стекла водой и хлоридными растворами приводит к выщелачиванию из стекла Si, Na, K, Ca и в меньшей степени Al; Fe, Mg малоподвижны, и по мере растворения стекла происходит накопление их в твердом остатке. Полученные нами данные о поведении элементов при взаимодействии кислого стекла с океанской водой хорошо с этим согласуются. В изучаемых неоген-четвертичных осадках время взаимодействия системы стекло — вода несоизмеримо больше, чем в опыте, и значительно выше давление (осадки подняты с глубины >5000 м). Эти два фактора должны полностью нивелировать различия температур в экспериментальном и природном процессах. Микрозондовое профилирование различных зерен кислого стекла (см. фиг. 5, А, Б) показало, что на контактах с океанской водой и с зонами новообразований стекло содержит меньше Si, Al, Na и больше Fe и Mg при двояком поведении K и Ca, т. е. сохраняется направленность процесса разложения стекла, полученная экспериментальным путем, и очевиден обмен компонентами между стеклом и окружающей водной средой. Пористая структура стекла не только облегчает обмен, но и приводит к накоплению выщелоченных элементов в поровых пространствах и приповерхностных участках стекла. Эти зоны обогащаются как выщелоченными из стекла Si, Al, Na (в отдельных случаях K и Ca), так и остающимися в твердом остатке Fe, Mg, Na. В зависимости от интенсивности процесса перечисленные элементы находятся в самых разных количественных соотношениях, а их набор вполне достаточен для формиро-

вания устойчивых при данных P — T -условиях глинисто-гидрослюдистых минералов и цеолитов. Минералообразование при этом может происходить как в поровых и межзерновых пространствах, так и по остаточному субстрату стекла, разрыхленному и обогащенному Fe и Mn. Если учесть наличие в самых молодых четвертичных отложениях слоев, состоящих преимущественно из кислого вулканического стекла (скв. 52 до 90%, скв. 51 до 40%), то в течение геологического времени разложение этого материала может привести к устойчиво существующей **парагенетической** ассоциации монтмориллонит — гидрослюда — гидроокислы железа. Количество монтмориллонита и гидрослюда при этом будет контролироваться содержанием Mg и K в зоне минералообразования.

Вторая устойчиво существующая природная ассоциация, спорадически проявленная в восточной части профиля (скв. 49—51), в своем крайнем выражении состоит из примерно равных количеств железистого монтмориллонита, филлипсита, гидроокисных соединений железа и марганца, гидрослюда и родохрозита, находящихся во взаимных сростках, прорастаниях и псевдоморфозах, т. е. индикаторами ассоциации II являются практически те же минералы, что и ассоциации I, но обогащенные Fe, Mn, K. Распределение их по разрезам скважин неравномерно. Отмечаются зоны и прожилки, в которых ассоциация проявлена максимально (например, глубина 5—7 м скв. 49, 115—125 м скважины 51), и зоны, где она наблюдается как бы в начальной стадии (скв. 49 и 50, верхи скв. 51). Такое неоднородное распределение можно попытаться объяснить неравномерным привнесом отдельных минералов из различных источников. Однако этому противоречат существование постепенного изменения интенсивности накопления минералов снизу вверх по разрезу или вкрест определенных направлений, а также наличие сростков минералов, их зональное строение и взаимозамещение. Более логично предположить, что широкое распространение кристаллов, состоящих из зон филлипсит-родохрозит-рудного и филлипсит-монтмориллонитового состава и наличие псевдоморфоз этих минералов друг по другу, говорит о неравномерном поступлении вещества в зону аутигенного минералообразования. Причем поступление этого вещества шло по направлению снизу вверх или вдоль зон повышенной проницаемости. Вероятно, имеет значение и исходный состав осадка. Так, например, в зоне повышенной цеолитизации (глубина 5—7 м, скв. 49) отмечается и повышенное количество обломков пород и стекла основного состава.

В связи с поступлением вещества интересно отметить поведение такого минерала, как кальцит. В верхних частях скв. 49 и 50 его содержание составляет до 30% и более осадка, при этом развитие кальцита носит явно поздний наложенный характер, так как он развивается по всем компонентам осадка, включая плагиоклаз и вулканическое стекло. На первых же метрах от поверхности (скв. 49—3,3 м, скв. 50—7 м) содержание кальцита в осадке сходит практически на нет буквально в пределах нескольких сантиметров. Такое исчезновение минерала обычно объясняют нижней возможной границей его формирования в океане. Однако в данном случае разница батиметрических отметок скв. 49 и 50 составляет 200 м. Может быть, имеет смысл провести параллель с наземными зонами разгрузки гидротермальных растворов, где при выходе на поверхность вследствие резкого перепада давления происходит их вскипание и обильное выделение CO_2 , приводящее к образованию приповерхностных резко ограниченных снизу зон карбонатизации. Другим косвенным свидетельством аутигенного развития ассоциации II является то, что она распространена в пределах зон с более высоким тепловым потоком. Данные даже мелкомасштабных карт свидетельствуют о том, что среднее статистическое значение теплового потока, равное в западной части котловины $\sim 1,1 \text{ м} \cdot \text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, увеличивается в районе поднятия Шатского до $\sim 1,4 \text{ м} \cdot \text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Повышенный тепловой поток поми-

мо того, что обычно несет повышенное количество вещества, создает и иные, более высокотемпературные условия как разложения исходного материала, так и минералообразования. В этих условиях могут быть устойчивы такие минералы, как цеолиты.

Подводя итоги обсуждению результатов, можно отметить, что выделенные ассоциации: I — монтмориллонит — гидрослюда — гидроокислы Fe и II — филлипсит — ферримонтмориллонит — гидрослюда — родохрозит — гидроокислы Fe и Mn служат проявлением аутигенного минералообразования, происходящего при участии вулканогенного материала, причем ассоциация II является модификацией ассоциации I и образуется в условиях повышенной температуры и привноса вещества. Глинистый материал, принесенный с континента и островов, в донных осадках района безусловно есть, однако его количество подчинено количеству аутигенных минералов. В противном случае нельзя было бы выделить приведенные парагенезы и закономерности их распределения были бы нарушены.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Неоген-четвертичные осадки центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана представлены вулканогенно-осадочными отложениями.

2. Каждый конкретный участок профиля отличается определенным составом и характером распределения вулканогенного материала. Это позволяет предположить не общую для всего профиля зону сноса вещества, а единичные вулканические постройки, характер деятельности и состав продуктов которых меняется в пределах вулканических циклов.

3. Преобладающим компонентом вулканогенной части является кислое вулканическое стекло, химический состав которого отличается от приведенного в литературе состава абиссального кислого стекла высоким содержанием SiO_2 и низким Na_2O .

4. При взаимодействии с океанской водой из кислого стекла выщелачиваются Si, Al, Na; в твердом остатке накапливаются Fe и Mg. Поведение K и Ca двояко: для K наблюдается как привнос, так и вынос, а Ca нейтрален или выносится из стекла. Такая подвижность элементов приводит к накоплению их в разных соотношениях в твердом остатке и в поровых пространствах, что создает условия для аутигенного минералообразования.

5. Выделяется два парагенеза аутигенных минералов: I — монтмориллонит — гидрослюда — гидроокислы Fe и II — филлипсит — ферримонтмориллонит — гидрослюда — родохрозит — гидроокислы Fe и Mn. Первый парагенез территориально приурочен к западной части профиля, второй — к восточной. Обе ассоциации образовались при участии вулканогенного материала, причем ассоциация II является модификацией ассоциации I и образуется в условиях повышенных температур привноса вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 15—95.
2. Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. — В кн.: Тихий океан. Т. VI. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 2. М.: Наука, 1970, с. 3—419.
3. Богоявленская Г. Е., Родионова Р. И., Соловьева Н. А., Эрлих Э. Н. Силикатные анализы вулканических пород Курило-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966, с. 21—72.
4. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970, с. 1—278.
5. Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 28—42.

6. Горбунова З. Н. Состав глинистых минералов гидротермальных измененных и смежных с ними осадков дна Южной котловины Тихого океана.—Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1, с. 154—160.
7. Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозой по данным глубоководного бурения.—Океанология, 1975, т. XV, вып. 5, с. 850—856.
8. Горбунова З. Н., Лисицын А. П. Глинистые минералы.—В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 214—229.
9. Лисицын Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.—Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2, с. 9—21.
10. Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 404—418.
11. Мурдмаа И. О. О связи современного осадкообразования с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока.—В кн.: Тектоника Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968, с. 209—222.
12. Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса.—В кн.: История мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 145—147.
13. Мурдмаа И. О. Осадки и осадочные породы океанов; океанские фации.—В кн.: Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 104—162.
14. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в современных осадках морей и океанов.—В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦККП Грузии, 1970, с. 31—56.
15. Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана.—В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960, кн. 2, с. 45—60.
16. Петелин В. П. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.—Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4, с. 50—71.
17. Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.—В кн.: Тихий океан. Т. IV. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1. М.: Наука, 1970, с. 136—138.
18. Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.—В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 487—506.
19. Хитаров Н. И., Хундадзе А. Г., Сендеров Э. Э., Шibaева Н. П. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов.—Геохимия, 1970, № 6, с. 678—692.
20. Чайников В. И. Некоторые свойства глубоководной пирокластики в Японском море в связи с проблемой подводного вулканизма.—Тр. Тихоокеанского океанологического ин-та, 1975, № 7, с. 96—100.
21. Чайников В. И., Репечка М. А. Пирокластический материал в осадках северо-западной части Тихого океана.—Докл. АН СССР, т. 180, № 1, 1968, с. 218—221.
22. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Leg VI, XX. Washington, 1971, 1973, с. 1—1329, 1—951.
23. Melson W. G., Byerly G. R., Nelen J. A., O'Hearn T., Wright T. L., Vallier T. A catalog of the major elements chemistry of abyssal volcanic glasses.—In: Mineral Sciences Investigations 1974—1975. Smithsonian contributions to the earth sciences, 1977, № 19, p. 31—60.
24. Utada M. Migration of chemical components related to zeolitization zoning of Tertiary sediments in the Kanto Basin, Japan.—Scientific papers of the college of General Education University of Tokyo, 1968, v. 18, p. 279—306.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6.VIII.1980

УДК 552.527 : 551.35(266)

ВЫСОКОДИСПЕРСНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДКОВ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ И ПРИМЫКАЮЩИХ К НЕМУ РАЙОНОВ

ГОРБУНОВА З. Н.

Для изученных металлоносных осадков, вскрытых колонками, характерна однородность состава глинистых минералов, представленных диоктаэдрическими Fe-монтмориллонитами разной степени окристаллизованности. Чаще степень окристаллизованности минерала лучше на некоторых глубинах, чем на поверхности осадка. Изменение окристаллизованности монтмориллонита в глубь колонок, возможно, обусловлено диагенетическими явлениями, а также локальным повышением значений теплового потока. В отдельных горизонтах иногда наблюдаются качественно новые минералы, которые связаны с гидротермальным привносом магния и других компонентов.

Нами изучался обширный район юго-восточной части Тихого океана по материалам 8-го и 14-го рейсов НИС «Дмитрий Менделеев» с точки зрения особенностей формирования высокодисперсных минералов как на поверхности осадков, так и в колонках. Подробная литологическая характеристика осадков впадины Бауэр, а также юго-восточной части Тихого океана (материалы 8-го и 14-го рейсов НИС «Дмитрий Менделеев»), их геохимические и генетические особенности рассмотрены во многих работах [15—17, 20, 21]. Новые данные обобщены в двух сборниках [5, 10]. Исследования геохимии этих осадков позволили авторам [2, 11] рассматривать их как конечный член единого генетического ряда от внутриконтинентальных глинистых образований к вулканогенным осадкам океана и пелагическим глинам, в котором проявляется возрастающая роль осадочной дифференциации и эндогенного вещества. В результате этого процесса закономерно увеличивается в ряду содержание нескольких элементов (Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Co и др.). Дополнительный эндогенный привнос материала повышает количество Fe и Mn в 2—5 раз относительно среднего содержания в пелагических осадках.

Характерная черта металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия — постоянная связь их с областями подводных излияний базальтов, горячих контактов вода — базальт [9]. Особенности формирования высокодисперсных минералов в этих осадках изучались рядом исследователей в районе ВТП [7, 14, 17] и в Красном море [3]. В первых работах указывалось на крайне малое содержание глинистых минералов с преимущественно Fe-монтмориллонитовым компонентом. Методом мессбауэровской спектроскопии установлено преобладание слабонераскристаллизованных гидроокислов железа в составе осадков [1]. В работе [3] показан своеобразный состав осадков и выявлена динамика преобразования минералов в условиях гидротермального воздействия от Fe-монтмориллонитов до слюдяных железистых образований типа глауконита-селадонита.

Высокодисперсные минералы изучались во фракции < 1 мкм, которая выделялась методом отмучивания с триполифосфатом натрия в качестве диспергатора. При повышенном содержании карбонатов для удаления их полученная фракция обрабатывалась 1 н. HCl (с постоянным контролем за pH). Остаток пробы (если она имеет бурую окраску) подвергался обработке по способу Мюра и Джексона [19] для удаления полуторных окислов железа. При исследованиях использовался в основном рентгенодифрактометрический метод. Соотношение групп глинистых минералов оценивалось по методу Бискайя [13]. Пробы снимались на приборе ДРОН-1 на стеклах с применением медной рентгеновской трубки в трех вариантах: в Mg-насыщенном состоянии, с глицерином и после нагревания до 550°C . Отдельные пробы изучались после нагревания в 1 н. HCl в течение 1 ч для выявления железистых разновидностей глинистых минералов. Ряд проб обрабатывался 1 н. CaSO_4 и KCl для выявления слюдястых пакетов в монтмориллонитах. Дополнительно в специальных держателях снимались пробы в неориентированном виде для оценки отражения 060. Многие пробы просматривались в сканирующем электронном микроскопе с целью установления аутигенных минералов с особенной морфологией кристаллов. Несколько образцов было изучено на рентгенофлуоресцентном анализаторе VPA-2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные колонки (40) для удобства рассмотрения разделены на четыре группы в соответствии с их положением относительно ВТП (фиг. 1). По материалам 8-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» изучено 11 колонок разной длины, остальные 29 — по материалам 14-го рейса. Детальное описание условий седиментации, литологии и геохимии осадков приведено в [5, 10].

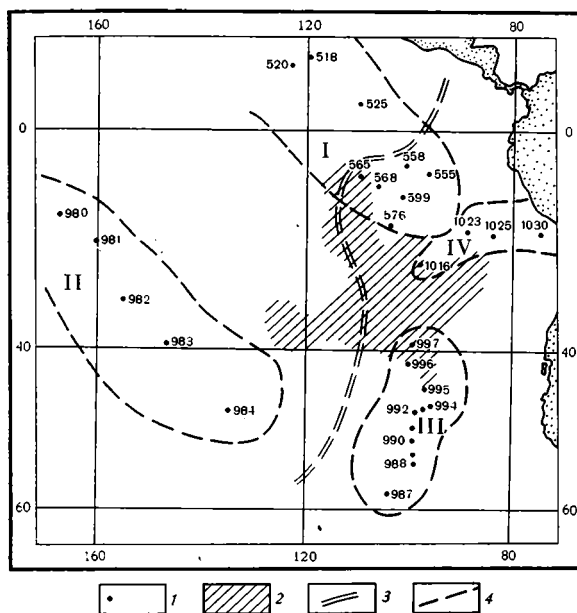
I группа. Почти все колонки сосредоточены во впадине Бауэр, за исключением колонок ст. 518, 520, 525, расположенных севернее впадины близ экватора, и колонки ст. 565 близ оси ВТП. Осадки, вскрытые изученными колонками, довольно близки по литологическому составу. Это коричневые илы с окраской разной интенсивности, обогащенные гидроокислами железа, иногда с биогенными остатками (карбонатными или кремневыми). Большая часть описываемых образцов может быть отнесена к типу металлоносных осадков, т. е. содержащих более 10% железа в бескарбонатной части.

Колонка ст. 518 (изучено 11 горизонтов в интервале 0—432 см). Верхний горизонт до 13 см состоит из красной глубоководной глины. Судя по возрастному определению (нижний миоцен), самый верхний горизонт является переотложенным. Ниже — среднемиоценовый возраст и осадок обычный металлоносный. Скорости осадконакопления низкие: менее 1 мм/1000 лет. В верхнем горизонте содержится неупорядоченный иллит-монтмориллонит¹, иллит в близких количествах и хлорит. Первое образование характеризуется диффузным отражением в области $15,5 \text{ \AA}$ в Mg-насыщенном состоянии, $18,8 \text{ \AA}$ — с глицерином (отражение 002 — обычно слабое, диффузное близ $9,0 \text{ \AA}$), после нагревания до 500°C $9,8 \text{ \AA}$. Ниже поверхностного горизонта обнаружен только первый минерал средней степени окристаллизованности.

Колонка ст. 520 (изучено 24 горизонта в интервале 0—710 см). Верхние 140 см, которые во времени образования соответствуют 1 млн. лет, сложены диатомовым глинистым илом со значительной примесью радио-

¹ Во всех упоминаемых образованиях такого типа содержание иллитовых слоев не превышает 20%.

лярий (фиг. 2). На горизонте 440 см встречены радиолярии среднемиоценового возраста, ниже 610 см — нижнемиоценовые. С глубиной в колонке увеличивается содержание цеолитов, достигая максимума на горизонте 215 см. Одновременно повышается количество и размеры железомарганцевых конкреций, а также гидроокислов железа. Глубже 215 см содержание аутигенных минералов снижается. Высокодисперсные минералы в верхнем горизонте (0—50 см) состоят из неупорядоченного смешанослойного иллит-монтмориллонита с такими же показателями, как в колонке ст. 518, иллита и хлорита. Вниз по колонке до глубины 310 см сохраняется хорошая и средняя степени окристаллизованности минералов, а количество первого компонента постепенно возрастает. Ниже



Фиг. 1. Расположение изученных колонок
1 — колонки; 2 — поле металлоносных осадков; 3 — ось Восточно-Тихоокеанского поднятия; 4 — выделенные группы колонок; I—IV — номера групп колонок

горизонта 310 см степень окристаллизованности минералов ухудшается, дифрактограммы образцов становятся невыразительными. Роль аутигенных компонентов вниз по колонке увеличивается (филлипсит, железомарганцевые конкреции, монтмориллонит).

Колонка ст. 525 (изучены 3 горизонта в интервале 100—325 см). Осадок — коричневый кремнисто-карбонатный ил, ниже 135 см — коричневый карбонатный. Скорость осадконакопления в интервале 0—150 см 5,2 мм/1000 лет. Глинистые минералы плохо выражены и представлены смешанослойным иллит-монтмориллонитом.

Глинистые минералы изучались нами в ряде колонок, пройденных в депрессии Бауэр или близ нее (ст. 555, 556, 558, 565, 568, 599, 602). В работах [5, 10] методом гамма-спектрометрии определены в них скорости осадкообразования (мм/1000 лет): ст. 556—3,4; ст. 558—0,9; ст. 565—5,5; ст. 568—0,6; ст. 599—3,4. Методами биостратиграфии установлен возраст осадков ст. 602 — плейстоцен и ст. 599 — плиоцен. Все они характеризуются близким составом высокодисперсной части вскрытых осадков. Это смешанослойные иллит-монтмориллонитовые минералы с преобладанием последнего компонента (около 80%). Отражение 001 — широкое,

Высокодисперсные минералы изучались во фракции < 1 мкм, которая выделялась методом отмучивания с триполифосфатом натрия в качестве диспергатора. При повышенном содержании карбонатов для удаления их полученная фракция обрабатывалась 1 н. HCl (с постоянным контролем за pH). Остаток пробы (если она имеет бурую окраску) подвергался обработке по способу Мюра и Джексона [19] для удаления полторных окислов железа. При исследованиях использовался в основном рентгенодифрактометрический метод. Соотношение групп глинистых минералов оценивалось по методу Биска [13]. Пробы снимались на приборе ДРОН-1 на стеклах с применением медной рентгеновской трубки в трех вариантах: в Mg-насыщенном состоянии, с глицерином и после нагревания до 550°C . Отдельные пробы изучались после нагревания в 1 н. HCl в течение 1 ч для выявления железистых разновидностей глинистых минералов. Ряд проб обрабатывался 1 н. CaSO_4 и KCl для выявления слюдистых пакетов в монтмориллонитах. Дополнительно в специальных держателях снимались пробы в неориентированном виде для оценки отражения 060. Многие пробы просматривались в сканирующем электронном микроскопе с целью установления аутигенных минералов с особенной морфологией кристаллов. Несколько образцов было изучено на рентгенофлуоресцентном анализаторе VPA-2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные колонки (40) для удобства рассмотрения разделены на четыре группы в соответствии с их положением относительно ВТП (фиг. 1). По материалам 8-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» изучено 11 колонок разной длины, остальные 29 — по материалам 14-го рейса. Детальное описание условий седиментации, литологии и геохимии осадков приведено в [5, 10].

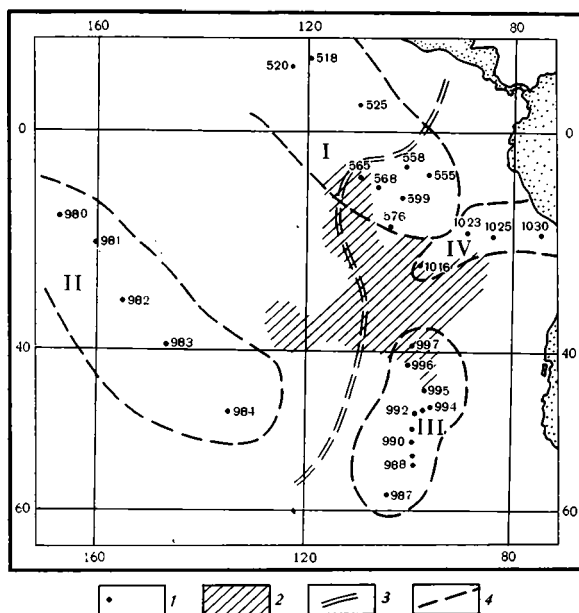
I группа. Почти все колонки сосредоточены во впадине Бауэр, за исключением колонок ст. 518, 520, 525, расположенных севернее впадины близ экватора, и колонки ст. 565 близ оси ВТП. Осадки, вскрытые изученными колонками, довольно близки по литологическому составу. Это коричневые илы с окраской разной интенсивности, обогащенные гидроокислами железа, иногда с биогенными остатками (карбонатными или кремневыми). Большая часть описываемых образцов может быть отнесена к типу металлоносных осадков, т. е. содержащих более 10% железа в бескарбонатной части.

Колонка ст. 518 (изучено 11 горизонтов в интервале 0—432 см). Верхний горизонт до 13 см состоит из красной глубоководной глины. Судя по возрастному определению (нижний миоцен), самый верхний горизонт является переотложенным. Ниже — среднемиоценовый возраст и осадок обычный металлоносный. Скорости осадконакопления низкие: менее 1 мм/1000 лет. В верхнем горизонте содержится неупорядоченный иллит-монтмориллонит¹, иллит в близких количествах и хлорит. Первое образование характеризуется диффузным отражением в области $15,5 \text{ \AA}$ в Mg-насыщенном состоянии, $18,8 \text{ \AA}$ — с глицерином (отражение 002 — обычно слабое, диффузное близ $9,0 \text{ \AA}$), после нагревания до 500°C $9,8 \text{ \AA}$. Ниже поверхностного горизонта обнаружен только первый минерал средней степени окристаллизованности.

Колонка ст. 520 (изучено 24 горизонта в интервале 0—710 см). Верхние 140 см, которые по времени образования соответствуют 1 млн. лет, сложены диатомовым глинистым илом со значительной примесью радио-

¹ Во всех упоминаемых образованиях такого типа содержание иллитовых слоев не превышает 20%.

лярий (фиг. 2). На горизонте 440 см встречены радиолярии среднемиоценового возраста, ниже 610 см — нижнемиоценовые. С глубиной в колонке увеличивается содержание цеолитов, достигая максимума на горизонте 215 см. Одновременно повышается количество и размеры железомарганцевых конкреций, а также гидроокислов железа. Глубже 215 см содержание аутигенных минералов снижается. Высокодисперсные минералы в верхнем горизонте (0—50 см) состоят из неупорядоченного смешанослойного иллит-монтмориллонита с такими же показателями, как в колонке ст. 518, иллита и хлорита. Вниз по колонке до глубины 310 см сохраняется хорошая и средняя степени окристаллизованности минералов, а количество первого компонента постепенно возрастает. Ниже



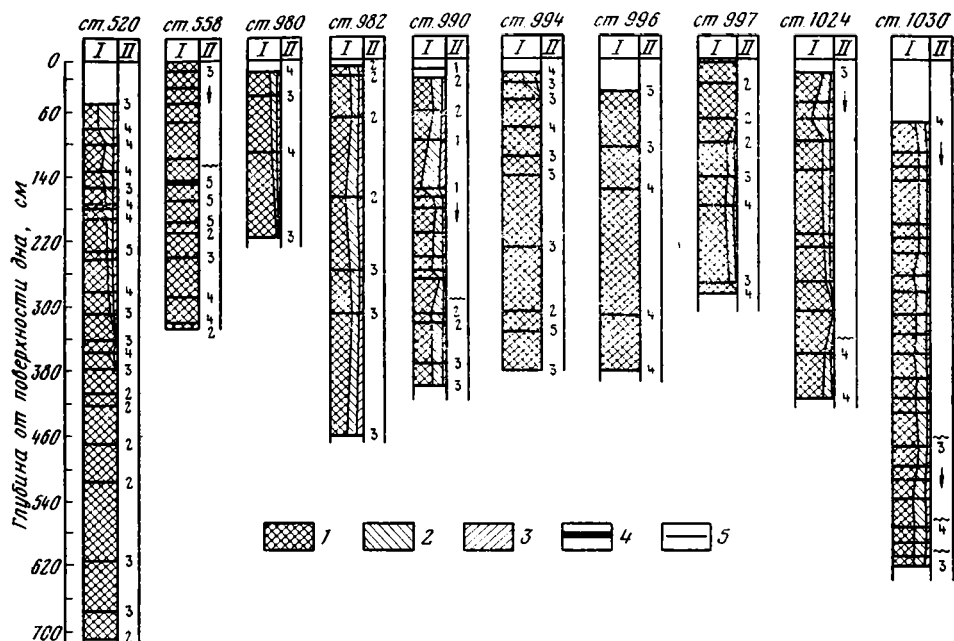
Фиг. 1. Расположение изученных колонок

1 — колонки; 2 — поле металлоносных осадков; 3 — ось Восточно-Тихоокеанского поднятия; 4 — выделенные группы колонок; I—IV — номера групп колонок

горизонта 310 см степень окристаллизованности минералов ухудшается, дифрактограммы образцов становятся невыразительными. Роль аутигенных компонентов вниз по колонке увеличивается (филлипсит, железомарганцевые конкреции, монтмориллонит).

Колонка ст. 525 (изучены 3 горизонта в интервале 100—325 см). Осадок — коричневый кремнисто-карбонатный ил, ниже 135 см — коричневый карбонатный. Скорость осадконакопления в интервале 0—150 см 5,2 мм/1000 лет. Глинистые минералы плохо выражены и представлены смешанослойным иллит-монтмориллонитом.

Глинистые минералы изучались нами в ряде колонок, пройденных в депрессии Бауэр или близ нее (ст. 555, 556, 558, 565, 568, 599, 602). В работах [5, 10] методом гамма-спектрометрии определены в них скорости осадкообразования (мм/1000 лет): ст. 556—3,4; ст. 558—0,9; ст. 565—5,5; ст. 568—0,6; ст. 599—3,4. Методами биостратиграфии установлен возраст осадков ст. 602—плейстоцен и ст. 599 — плиоцен. Все они характеризуются близким составом высокодисперсной части вскрытых осадков. Это смешанослойные иллит-монтмориллонитовые минералы с преобладанием последнего компонента (около 80%). Отражение 001 — широкое,



Фиг. 2. Соотношение глинистых минералов в колонках и степень их окристаллизованности

I — глинистые минералы, %: 1 — монтмориллонит, 2 — иллит, 3 — хлорит+каолинит, 4 — неизвестный минерал, 5 — горизонт отбора образцов; II — степень окристаллизованности минералов: 1 — очень слабая, 2 — слабая, 3 — средняя, 4 — хорошая, 5 — очень хорошая

002 — обычно плохо выражено. Степень окристаллизованности этого образования меняется в разных колонках и по горизонтам (т. е. во времени) от слабой до хорошей. В колонках ст. 565 (ВТП), 602, 599, 578 (депрессия Бауэр) содержатся глинистые минералы с очень плохой степенью окристаллизованности, т. е. преобладает рентгеноаморфное вещество. Обычно встречаются также следы кварца и полевого шпата. Колонки ст. 555, 558, 568, расположенные почти по изобате 4000 м, характеризуются общими особенностями распределения глинистых минералов.

Колонка ст. 555 (изучено 8 горизонтов в интервале 0—140 см). Осадок представлен коричневым фораминиферовым илом. Во всей колонке преобладает монтмориллонит, степень окристаллизованности которого меняется от плохой до очень хорошей. Отражение его в Mg-насыщенном состоянии равно 14,8 Å, с глицерином — смещается к 18 Å, при обработке 1 н. горячей HCl разрушается. По отражению 060, равному 1,501 Å, минерал диоктаэдрический. Интересно отметить, что в горизонте 100—103 см обнаружен тальк (отражения 9,3 и 3,10 Å), вероятно, гидротермального происхождения. Высокое содержание этого минерала отмечалось ранее в осадках впадины Хесса [12]. Гидротермальное образование глинистых минералов с привнесом магнезиальных растворов авторы объясняли выносом магния из перидотитов в процессе метаморфизма.

Колонка ст. 558 (изучено 14 горизонтов в интервале 0—330 см). Эта колонка представляет особый интерес, так как глинистые минералы в исследованных горизонтах в основном хорошо выражены (см. фиг. 2). Осадок — фораминиферо-кокколитовый коричневый ил. В интервале 83—180 см на коричневом фоне отмечены коричнево-желтые пятна, ниже пятна более темные, Fe—Mn-микроконкреции составляют 1—2% от осадка. Глинистые минералы почти всех рассмотренных горизонтов

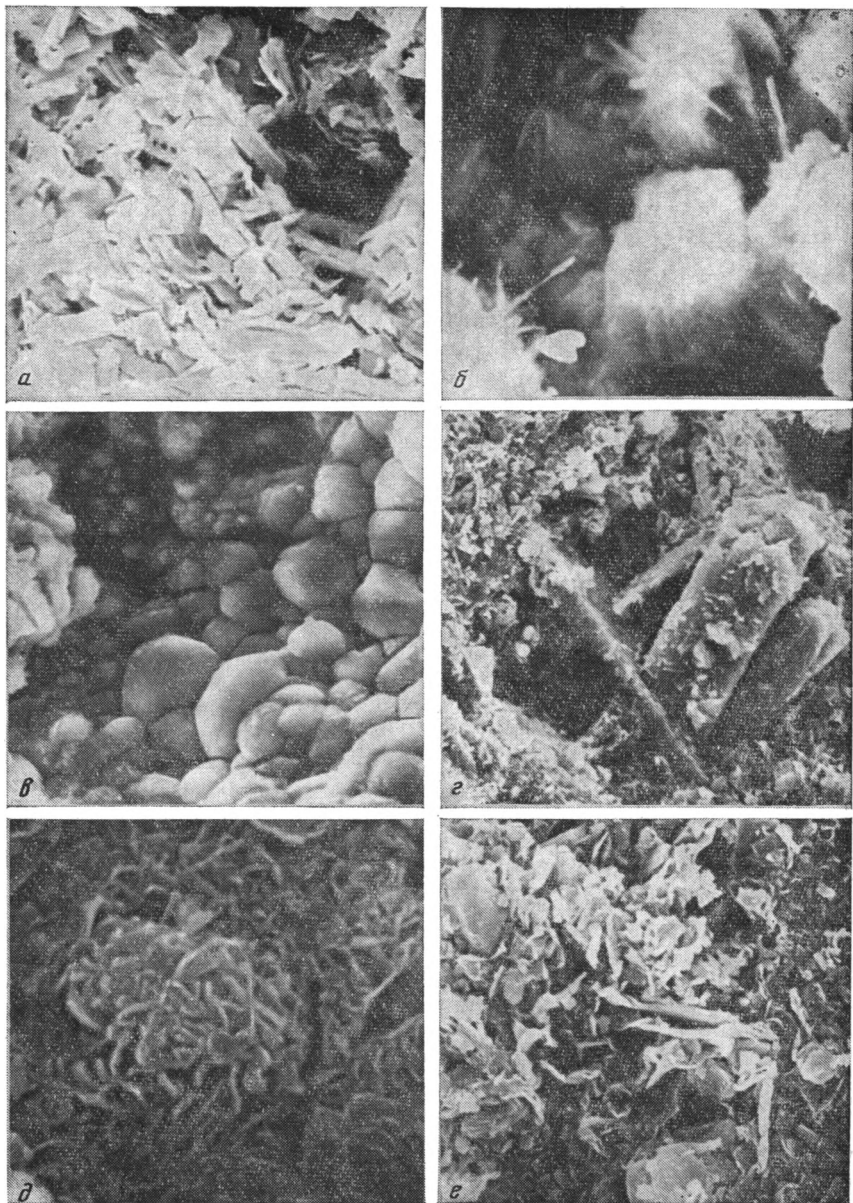
Данные рентгенофлуоресцентного анализа проб (в % на прокаленное вещество)

Номер станции	Горизонт, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	Сумма	SiO ₂ /R ₂ O ₃
980-2	160—170	60,1	18,3	8,1	3,6	1,36	5,54	0,76	1,13	0,96	99,76	4,34
	300—310	53,9	17,0	11,35	2,9	4,04	4,61	0,96	3,29	1,84	99,98	3,74
982-1	8—15	59,3	18,2	10,07	3,4	1,54	3,87	0,91	1,40	2,07	99,08	4,12
	190—200	59,1	18,7	10,79	2,9	1,47	3,89	0,95	1,19	0,87	100,0	3,94
982-2	10—17	52,6	16,6	13,67	2,8	3,68	4,61	1,05	3,43	1,49	99,94	3,55
	175—180	58,0	18,6	10,98	3,7	1,29	3,73	0,95	1,32	1,94	99,24	3,91
	260—265	58,0	18,8	10,46	2,6	1,44	3,82	0,96	1,22	2,10	100,32	3,83
	315—320	57,3	18,5	10,86	4,6	1,43	3,63	0,98	1,32	1,24	99,36	3,82
1024	175—180	57,1	16,9	11,6	4,2	1,86	3,64	0,75	2,19	1,68	99,31	4,02
	360—365	54,08	14,5	12,11	3,9	3,59	4,07	0,64	4,56	2,51	99,74	4,14
1030-3	5—10	62,8	17,2	8,44	2,5	1,72	3,12	0,72	1,07	2,24	99,95	4,27
	50—55	60,3	17,8	9,01	4,0	1,47	3,32	0,76	1,01	2,23	99,82	4,55
	155—160	60,0	17,9	8,86	3,9	1,58	3,11	0,77	1,44	2,40	99,76	4,34
	390—395	61,2	17,7	8,82	4,3	1,65	3,25	0,73	0,23	2,0	100,13	4,45
558	200—205	45,4	4,63	23,16	17,21	—	0,97	0,11	2,80	5,71	99,99	3,96

Примечание. Анализы выполнены Т. Г. Кузьминой; все пробы анализировались без разделения на фракции, а 558 — во фракции >1 мкм.

представлены монтмориллонитом. Сверху вниз степень его окристаллизованности резко возрастает, достигая максимума на глубине 175 см, ниже она опять несколько уменьшается. Этот минерал характеризуется первым базальным отражением с $d=14,7 \text{ \AA}$ в Mg-насыщенном состоянии, с глицерином — 001 равно $18 \text{ \AA}$, 002 = $9,3 \text{ \AA}$, рефлекс плохо выражен. После нагревания до 550°C появляется очень широкий пик $10 \text{ \AA}$ и слабые пики $3,30$ и $3,18 \text{ \AA}$; 002 отсутствует. Последнее является признаком повышенной железистости минерала. При обработке 1 н. горячей HCl отражения монтмориллонита исчезают или заметно уменьшаются, отражение 060— $1,501 \text{ \AA}$ показывает, что минерал диоктаэдрический. Обработка образцов в течение двух суток 1 н. K_2CO_3 не дала смещения отражения монтмориллонита к $10 \text{ \AA}$, что свидетельствует об отсутствии селадонитовых пакетов в данном образовании. Количество материала не позволило сделать анализ макрокомпонентов на рентгенофлуоресцентном анализаторе для отложений всех интересующих нас горизонтов. Результаты анализа фракции >1 мкм горизонта 200—205 см (см. таблицу) показали высокое содержание железа, магния, натрия и низкое — алюминия и титана.

В горизонте 149—154 см обнаружен минерал, рентгеновская характеристика которого не позволяет отнести его к какой-либо известной группе. Вероятно, это смешанослойное образование с высоким содержанием вермикулитовых пакетов. В Mg-насыщенном состоянии он характеризуется серией почти целочисленных отражений $15,5$; $7,76$; $5,12$; $3,90$; $3,07$; $2,564 \text{ \AA}$. При насыщении глицерином и этиленгликолем эти отражения не смещаются. После обработки 1 н. горячей HCl все отражения исчезают. При нагревании образцов до 300 , 400 и 550°C происходит постепенное смещение первого отражения до $9,8 \text{ \AA}$ с резким падением интенсивности и усилением отражения $3,03 \text{ \AA}$. При обработке 1 н. K_2CO_3 в течение двух суток первое отражение смещается до $12,6$, а при насыщении глицерином — до $14,2 \text{ \AA}$. Отражение 060 не проявилось. Электронно-микроскопические снимки тонкой фракции этого минерала весьма своеобразны (фиг. 3, а). Мы полагаем, что осадок данной колонки подвергался существенному воздействию гидротерм, вызвавших соответствующее изменение в степени окристаллизованности монтмориллонита на определенных горизонтах, а также качественное изменение минералов в горизонте 149—154 см.



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки проб донных осадков

а — неизвестный минерал (ст. 558, 149—154 см), увел. 2000; *б* — аутигенно-диагенетический монтмориллонит (ст. 982-2, 315—320 см), увел. 4000; *в* — то же, Fe—Mn-конкреции; *г* — цеолиты и глинистые минералы (ст. 1024, 360—365 см), увел. 1000; *д* — аутигенно-диагенетический монтмориллонит (ст. 1030-3, 50—55 см), увел. 10 000; *е* — то же, терригенные глинистые минералы со следами диагенетического преобразования

Колонка ст. 568 (изучено 9 горизонтов в интервале 0—530 см). Осадки представлены черно-коричневыми железистоглинистыми агрегатами с карбонатными остатками. В интервале 102—200 см осадок хемогенно-гидротермальный, внизу горизонта на фоне железистых агрегатов появляются кристаллы кальцита. Глинистые минералы, как и в предыдущей колонке, представлены монтмориллонитом разной степени окри-

сталлизованности. Сверху вниз степень окристаллизованности минерала возрастает, достигая максимума на глубине 137 см. Ниже 320 см она снова падает. По-видимому, монтмориллонит находится в смешанослойных образованиях: пик 001 — широкий, а 002 — слабый. Возможно, в этих последних колонках скачки окристаллизованности монтмориллонита связаны с интенсивностью теплового потока. Качественные изменения в составе минералов, очевидно, обусловлены гидротермальным привнесением элементов.

II группа. Колонки ст. 979—984 расположены по разрезу, пересекающему Южную котловину с северо-запада на юго-восток вплоть до ВТП. Ниже дается характеристика некоторых из них.

Колонка ст. 979 (изучено 6 горизонтов в интервале 0—530 см). Осадки представлены кокколитовым и пелитовым илом бурого цвета, возраст их не установлен. Глинистые минералы содержат в основном монтмориллонит с небольшой примесью иллита и хлорита. До глубины 270 см степень окристаллизованности монтмориллонита колеблется от слабой до средней, а ниже заметно улучшается.

Колонка ст. 980-1 (изучено 4 горизонта в интервале 0—225 см). В осадках обнаружен пелитовый, палагонитово-глинистый ил бурого цвета; возраст их, определенный по отдельным диатомеям, нечетвертичный. Глинистые минералы (см. фиг. 2) представлены хорошо окристаллизованным материалом преимущественно монтмориллонитового состава с примесью иллита, хлорита, кварца, полевого шпата.

Колонка ст. 980-2 (изучено 3 горизонта в интервале 160—130 см). Состав осадков такой же, как в колонке ст. 980-1, с глубиной плотность увеличивается, цвет меняется от светло- до темно-коричневого, возраст четвертичный, скорость осадконакопления 1—2 мм/1000 лет. Электронно-микроскопические снимки показывают высокое содержание филлипсита в глинистой, высокодисперсной массе. Данные рентгенофлюоресцентного анализа содержания микроэлементов (см. таблицу) свидетельствуют о повышенном содержании K_2O (5,54; 4,61%) в образцах без разделения на фракции. Соотношение SiO_2/R_2O_3 около 4. Глинистые минералы хорошо окристаллизованы и представлены, как и в колонке ст. 980-1, преимущественно монтмориллонитом с примесью иллита и хлорита, наблюдаются и полевые шпаты.

Колонка ст. 981-2 (изучено 3 горизонта в интервале 5—415 см). Осадок содержит пелитовый глинистый ил от светло-коричневого до темно-коричневого цвета. Возраст точно не установлен из-за отсутствия биогенных остатков. Скорость осадконакопления 1,3—0,9 мм/1000 лет. Глинистые минералы представлены в значительном количестве монтмориллонитом и в меньшем — иллитом и хлоритом. Монтмориллонит неустойчив к обработке в течение 1 ч 1 н. HCl при 80°С, иллиты — сохраняются. Обнаружены кварц и полевые шпаты. Степень окристаллизованности глинистых минералов от слабой (вверху) до средней (внизу колонки).

Колонка ст. 982-2 (изучено 5 горизонтов, в интервале 0—490 см). Осадок — пелитовый глинистый ил с цеолитами. Органических остатков нет, поэтому возраст не определен. Скорость осадкообразования около 2 мм/1000 лет и более. Глинистые минералы встречены те же, что и в колонке ст. 981-2, близко и их количественное соотношение, степень окристаллизованности от слабой до средней. Наблюдаются кварц и полевые шпаты. На VRA-2 установлено содержание основных макрокомпонентов для горизонтов 8—15 и 190—200 см, соотношение SiO_2/R_2O_3 около 4, что характерно для монтмориллонита. Отмечаются высокие содержания K_2O (около 4%), а также Fe_2O_3 на границе с металлоносными осадками (около 10%). На электронно-микроскопических снимках образцов (горизонты 315—320 см) видны типичные игольчатые образования аутигенного монтмориллонита (см. фиг. 3, б), а также окатанные агрегаты, возможно, микроконкреции (см. фиг. 3, в). Интересно, что именно в гори-

зонте 315—320 см обнаружено более высокое содержание MgO (около 5%).

Из всех перечисленных колонок наиболее подробно нами изучены колонки ст. 979 и 982-2. Мы полагаем, что в осадках, вскрытых этими колонками, велика роль аутигенного монтмориллонита, образующегося, очевидно, по палагониту. Такого рода монтмориллонит установлен на электронно-микроскопических снимках. Впервые тонкоигольчатые формы аутигенного монтмориллонита найдены А. Г. Коссовской и др. [8] в скважинах Атлантического океана. По изученному нами разрезу (ст. 979—984) роль его возрастает с востока на запад (от 50 до 100%). С увеличением возраста в глубь по колонке ст. 979 и 982-2 повышается степень окристаллизованности монтмориллонита. Иногда он хорошо окристаллизован и на поверхности осадка (например, в колонке ст. 980-1). Вероятно, это связано со скоростью захоронения осадка, т. е. временем контакта палагонита с морской водой и термальным режимом. К сожалению, точных возрастных определений из-за отсутствия органических остатков для изученных осадков очень мало. Известно только, что скорости осадконакопления были очень малы $1 < 1$ мм/1000 лет).

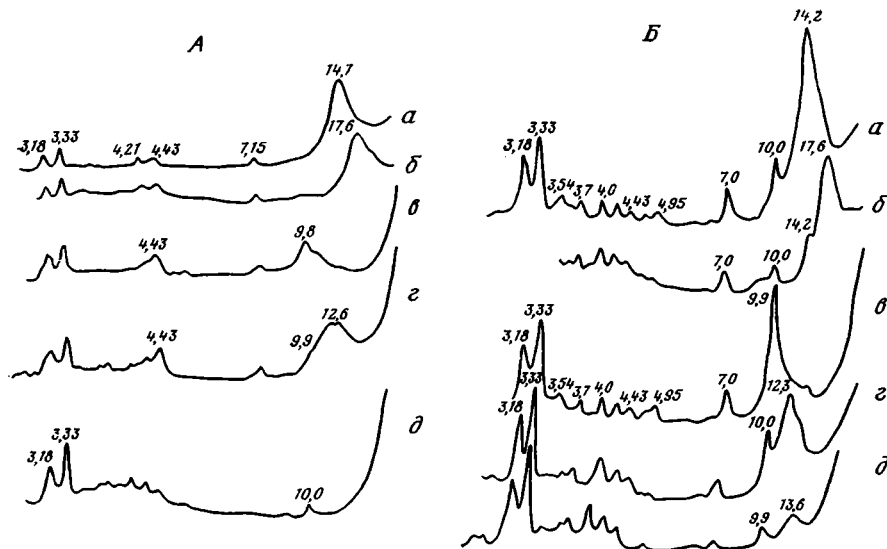
III группа. Эта группа колонок расположена в юго-восточной части Тихого океана по почти меридиональному разрезу (987—997). Рассмотрим характерные черты некоторых из них.

Колонка ст. 990 (изучено 14 горизонтов в интервале 15—405 см). Осадок содержит алевитово-пелитовый карбонатный кремнистый ил пятнистой мраморовидной окраски (см. фиг. 2). Возраст — от плиоцена до четвертичного. Скорости осадконакопления низкие (1—1,5 мм/1000 лет). Глинистые минералы очень плохо окристаллизованы или их мало, так как сильно разбавлены кремнеземом, в низах колонки степень окристаллизованности несколько выше. Преобладает монтмориллонит, неустойчивый к 1 н. HCl , на втором месте иллит, на третьем хлорит.

Колонка ст. 994-1 (изучено 10 горизонтов в интервале 15—320 см). В горизонте до 41 см вскрыт пелитовый карбонатный светло-бурый пятнистый осадок, ниже — металлоносный. В отложениях верхних горизонтов обнаружен монтмориллонит, иллит, хлорит, ниже 20 см господствует чистый монтмориллонит. Степень окристаллизованности его меняется от горизонта к горизонту, что, вероятно, связано с наличием или отсутствием в период образования минерала гидротермального воздействия или длительного контакта с морской водой.

Колонка ст. 996-1 (изучено 5 горизонтов в интервале 35—320 см). Осадок пелитовый металлоносный темно-бурый, четвертичного возраста; скорости образования его 1,2 мм/1000 лет. По всей колонке сверху донизу преобладает монтмориллонит. Степень его окристаллизованности растет с глубиной. На горизонте 265—270 см установлено по отражению 060, что минералы диоктаэдрические. При обработке в 1 н. горячей HCl монтмориллонит полностью разрушился.

Колонка ст. 997-1-2 (изучено 8 горизонтов в интервале 0—270 см). Осадок пелитовый металлоносный темно-бурый, четвертичного возраста, скорость осадкообразования меняется от 1,2 до 4,7 мм/1000 лет. До глубины 50 см преобладает слабо окристаллизованный монтмориллонит, ниже — среднеокристаллизованный (фиг. 4, А); встречается иллит. Электронно-микроскопические снимки показывают сложные образования глинистых минералов с цеолитами. На всех глубинах игольчатых кристаллов аутигенно-диагенетического монтмориллонита не обнаружено. По отражению 060 установлено присутствие диоктаэдрических минералов (1,501 Å). При обработке 1 н. горячей HCl монтмориллонит исчез, а иллит остался, что дает основание предполагать терригенное происхождение последнего. После обработки в течение 2 сут. раствором 1 н. K_2CO_3 , отражение монтмориллонита не смещается к 10 Å, что свидетельствует об отсутствии селадонитовых пакетов.



Фиг. 4. Дифрактограммы фракций $<0,001$ мм, выделенных из металлоносных осадков (А — ст. 997, 240—250 см) и пеллово-диатомовых илов (Б — ст. 1030, 365—370 см). Образцы: а — Mg-насыщенный; б — насыщенный глицерином; в — нагретый до 550°C ; г — обработанный 1 н. раствором K_2CO_3 в течение 2 сут.; д — обработанный в течение 1 ч при 80°C 1 н. раствором HCl

Колонки ст. 987-3 (60—180 см), 989-2 (0—155 см), 993-1 (50—230 см), 995 (0—270 см) в данной статье подробно не рассматриваются. Все они характеризуются некоторыми общими особенностями: это кремнистые или карбонатные илы разных оттенков коричневого цвета, иногда мраморовидные с малыми скоростями осадконакопления. Во всех осадках, вскрытых перечисленными колонками, отмечается преобладание Фемонтмориллонита, легко разлагающегося при нагревании в 1 н. HCl , и незначительные количества иллита, хлорита. Обычно отмечаются следы кварца и полевых шпатов. Вниз по колонкам содержание монтмориллонита увеличивается за счет иллита, а также улучшается степень его окристаллизованности. Отражение 060 указывает на преобладание диоктаэдрических разностей глинистых минералов.

IV группа. Колонки данной группы расположены по профилю, пересекающему Перуанскую котловину с запада на восток (за исключением колонки ст. 1016, которая пробурена южнее на хребте Сала-и-Гомес).

Колонка ст. 1024 (изучено 10 горизонтов в интервале 15—350 см). Вскрыты железистоглинистые темно-бурые осадки, которые ниже 185 см заметно уплотняются. Возраст осадков определен не точно, предположительно плиоценовый. Из глинистых минералов преобладает монтмориллонит, среднеустойчивый (в горизонте 85—90 см) и неустойчивый (в горизонте 350—355 см) к 1 н. HCl ; меньше иллита (устойчивого к 1 н. HCl) и еще меньше хлорита. Степень окристаллизованности минералов слабая — средняя. Встречаются кварц и полевые шпаты. Определение химических макрокомпонентов в образце на рентгеновском анализаторе показало высокие содержания Fe_2O_3 (12—11%), MnO (2—4,5%), K_2O (4%) при малом количестве иллита. Соотношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ типично для монтмориллонита (около 4). На электронно-микроскопических снимках образцов с горизонтов 175—180 см и 360—365 см хорошо видны кристаллы аутигенного монтмориллонита в виде тонких палочек. Хорошо выделяются также кристаллы цеолитов (см. фиг. 3, г).

Колонка ст. 1025 (изучено 6 горизонтов в интервале 0—140 см). Осадки до горизонта 250 см содержат глинистый и кокколито-глинистый

ил светло-бурого цвета. Возраст их определен не надежно, предположительно плиоцен; скорость накопления более 0,5 мм/1000 лет. На всех горизонтах в осадках преобладает монтмориллонит, иногда с небольшой примесью иллита и хлорита. Обнаружено небольшое количество кварца и полевых шпатов. Степень окристаллизованности глинистых минералов в основном слабая или средняя. В нижних горизонтах она возрастает и может быть определена как хорошая.

Колонка ст. 1029 (изучено 5 горизонтов в интервале 0—135 см). Осадок представляет собой пелитовый ил с вулканическим стеклом и глинистыми агрегатами. Возраст не установлен из-за отсутствия органических остатков. Скорость накопления осадка 2 мм/1000 лет. Глинистые минералы состоят в основном из монтмориллонита с небольшой примесью иллита и хлорита. Степень окристаллизованности минералов средняя и хорошая.

Колонка ст. 1030-3 (изучено 23 горизонта в интервале 0—550 см). Осадок — пелитовый и пеплово-диатомовый глинистый ил, возраст осадка — четвертичный со скоростями накопления 1,6 мм/1000 лет. Глинистый материал хорошо окристаллизован и представлен (в порядке количественного убывания) монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и каолинитом (см. фиг. 4, Б). Определение отражения 060 показало присутствие диоктаэдрических минералов. После обработки 1 н. HCl существенно понижается интенсивность монтмориллонитовых пиков и сохраняется интенсивность пиков иллита и каолинита, что свидетельствует о преобладании железистых разностей первого минерала. Обработка в течение 2 сут. 1 н. раствором K_2CO_3 вызвала увеличение 10 Å пика, который не изменился при насыщении образца глицерином, что указывает на присутствие в монтмориллоните иллитовых или вермикулитовых слоев. Состав макрокомпонентов, определенный на VRA-2, показывает типично монтмориллонитовое соотношение SiO_2/R_2O_3 (~4), высокое содержание MgO (до 4,3%) в нижних горизонтах, Fe_2O_3 — меньше 10%, K_2O — около 3%. На электронно-микроскопических снимках хорошо видны аутигенно-диагенетические кристаллы монтмориллонита (155—160 см), иногда червеобразные или гофрированные агрегаты того же минерала (см. фиг. 3, д, е); основная масса представлена обычными пластинчатыми образованиями. Осадки последней группы с гетерогенным составом минералов, вероятно, образованы за счет двух источников: аллотигенного и аутигенно-диагенетического.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение металлоносных осадков показало, что при сильно расчлененном рельефе в тектонически активных зонах создаются благоприятные условия для низкотемпературного преобразования базальтовой гиалокластике, а также андогенного привноса железомарганцевых гидроокислов. Последние могут также преобразовываться в Феромонтмориллониты, соединяясь с аморфным кремнеземом, поступающим в воду при разложении кремневых микроорганизмов. Как полагал Дж. Р. Хейн [18], именно содержание кремнезема контролирует образование монтмориллонита. Фракция >1 мкм в этих осадках составляет обычно 51—56%, что является наибольшим в Тихом океане, а содержание фракции пелита (<0,01 мм) достигает 97—99%. Концентрация терригенного обломочного материала песчано-алевритовой размерности в осадках изучаемого района ничтожно мала. В ряде случаев даже при промывке больших проб удается выделить только редкие зерна кварца, плагиоклаза, роговой обманки. Найдены подводные вулканогенные и эдафогенные моноклинные пироксены. В осадках ВТП и депрессии Бауэр они, возможно, преобладают [9].

Высокодисперсная часть в поверхностных слоях металлоносных осадков в основном представлена рентгеноаморфными веществами. Как

установлено химическими анализами — это главным образом гидроокислы железа в скрытокристаллической форме [11]. Глинистые минералы находятся, как правило, в начальной стадии кристаллизации в виде Fe-монтмориллонита. По мере удаления от полосы металлоносных осадков, простирающейся вдоль ВТП на запад и восток, увеличивается степень окристаллизованности Fe-монтмориллонита. Красные глубоководные глины обычно содержат большее количество глинистых минералов, причем эти минералы лучше окристаллизованы, чем минералы металлоносных осадков.

К западу от ВТП в изученной части океана глубоководные илы формируются в значительной части за счет подводного выветривания вулканогенного материала при контакте с морской водой. На этот процесс накладывается не очень значительный золотой привнос терригенного материала, который фиксируется по появлению гидрослюд, устойчивых к воздействию 1 н. горячей HCl, и хлорита. В разломных зонах ВТП хлорит, очевидно, образуется также и в продуктах разрушения пород дна океана. К востоку от ВТП по мере перемещения по профилю ст. 1023—1030 в сторону материка роль окристаллизованной высокодисперсной части осадка возрастает, достигая максимума близ берега. Хотя привнос терригенного материала невелик (1—2,5 мм/1000 лет), он в значительной мере контролирует состав глинистых минералов в этой части океана. Они представлены иллитом, хлоритом, каолинитом и монтмориллонитом. Возможно, что последний минерал частично образуется из аутигенного источника, так как на электронно-микроскопических снимках наряду с обычными пластинчатыми формами минералов иногда наблюдаются и аутигенно-диагенетические с характерными игольчатыми кристаллами. В отличие от чисто аутигенных монтмориллонитов центральных частей океана, минералы этой группы колонок (ст. 1023—1030) обладают частичной устойчивостью к 1 н. горячей HCl, что более свойственно терригенным разностям. К сожалению, определить количественно соотношение аутигенных и терригенных форм пока не представляется возможным.

Изучение изменения состава глинистых минералов во времени показало, что в глубь колонок часто возрастает степень окристаллизованности Fe-монтмориллонита, но происходит это далеко не всегда. Такая закономерность отмечена как в металлоносных (ст. 555, 556, 558-03, 568, 599, 996, 997), так и в неметаллоносных осадках (ст. 980, 993, 994, 979, 982, 987, 1025). В металлоносных осадках, где степень окристаллизованности глинистых минералов достаточно высока (обычно не на поверхности осадков), и в смежных красных глубоководных глинах по отражению 060 установлены диоктаэдрические смектиты. В большинстве случаев они характеризовались отражением 14,7 Å в Mg-насыщенном состоянии, 18 Å — при насыщении глицерином, в этом случае отражение 002 почти всегда отсутствовало, после прокаливания зафиксированы отражения 10; 3,33 и 3,18 Å без отражения 002. При обработке 1 н. горячей HCl минерал, за редким исключением, полностью растворялся. Обработка проб солями калия (KCl, K₂CO₃) не вызывала достаточно четкого смещения 14,7 Å пика к 10 Å, как это наблюдалось в пробах Красного моря [4]. По-видимому, селадонитовые пакеты в нашем случае не составляют существенной части (ст. 996-1, 997-1, 563, 580 и др.). Однако в редких пробах (ст. 558, 568) установлено слабое широкое отражение близ 9,3, а не 8,8 Å, что дает основание предполагать такие пакеты в условиях гидротермального подтока.

Электронно-микроскопическое изучение проб позволяет выделить аутигенно-диагенетические формы кристаллов в виде иголок, гофрированных поверхностей, радиально-лучистых образований. Такие характерные формы кристаллов обнаружены в основном в неметаллоносных осадках ст. 982-2 (315—320 см), 1030-3 (50—55 см, 155—160 см) в соче-

тании с цеолитами и кристобалитом. Изредка такие формы встречаются на разных горизонтах в металлоносных осадках ст. 1024-3, (175—180 см, 360—365 см); 2169-1 (15—20 см). В целом же просмотренные поля осадков не выявляют аутигенно-диагенетическую форму кристаллов. Определение на рентгено-флюоресцентном анализаторе основных макрокомпонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O и др.) показало, что содержание их в изучаемых осадках мало колеблется: SiO_2 —54—60%, Al_2O_3 —17—18%, Fe_2O_3 —8—12%. Обращает на себя внимание некоторое обогащение осадков MgO в горизонтах колонок ст. 982-2 (горизонт 315—320 см) и ст. 1030-3 (горизонт 390—395 см); на электронно-микроскопических снимках установлены кристаллы аутигенного монтмориллонита. Постоянной тенденции возрастания магния с глубиной колонок не отмечается. Наблюдается довольно высокое содержание K_2O (5,5—3%) при малом содержании иллита и отсутствии четкой тенденции сверху вниз по колонкам. Соотношение $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ колеблется для всех изученных горизонтов около 4, что характерно для минералов монтмориллонитовой группы.

Как показано А. Г. Коссовской и др. [8] базальтовая гиадокластика в условиях повышенной пористости и расчлененного рельефа подвергается взаимодействию с морской водой, давая начало образованию аутигенных глинистых минералов. Степень окристаллизованности образующихся минералов должна зависеть, вероятно, от скорости осадконакопления, которая контролирует в какой-то степени длительность контакта базальтов с морской водой. К сожалению, данные по скоростям усреднены для больших прослоев осадка, поэтому соответствующие сопоставления делать трудно. Очевидно, процесс кристаллизации минералов ускоряется при увеличении теплового потока, что было хорошо прослежено при изучении осадков Южной котловины [6]. А. П. Лисицын [9] считает, что в поставке эндогенного вещества были перерывы, это отмечалось по результатам бурения. Возможно, что такие перемены создавали разные условия для кристаллизации минералов.

Итак, увеличение теплового потока четко фиксируется в глинистых образованиях резким возрастанием степени окристаллизованности минералов, а гидротермальный привнос ряда элементов (в наших исследованиях чаще всего магния) — изменением их состава. В настоящей работе приведены в основном только случаи перекристаллизации монтмориллонита. Видовое изменение глинистых минералов установлено только в образцах колонок ст. 558 (горизонт 149—154 см) и ст. 555 (горизонт 100—103 см). Характерная черта металлоносных осадков, вскрытых изученными колонками, — однородность состава глинистых минералов, хотя исходный материал, как уже отмечалось, может быть и неодинаков. Смежные осадки (красные глубоководные глины) содержат также главным образом железистый монтмориллонит, но встречаются примеси и других высокодисперсных минералов. Это дает основание предполагать два источника их образования: аутигенный и аллотигенный (в том числе и терригенный).

ЛИТЕРАТУРА

1. Багин В. И., Багина О. А., Богданов Ю. А., Гендлер Т. С. и др. Железо в металлоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — *Геохимия*, 1975, № 3, с. 431—453.
2. Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Мигдисов А. А., Смирнов В. И., Старостин В. И. О генезисе металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249—276.
3. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море). — *Литол. и полезн. ископ.*, 1979, № 1, с. 30—42.
4. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря. — *Докл. АН СССР*, 1977, т. 236, № 1, с. 192—196.

5. Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования/Ред. Лисицын А. П. М.: Наука, 1976. 386 с.
6. Горбунова З. Н. Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6, с. 45—51.
7. Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в поверхностном слое осадков восточной части Тихого океана.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, № 29, с. 261—269.
8. Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6, с. 12—36.
9. Лисицын А. П. Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис. Палеонтология, морская геология. Международный геологический конгресс, XXV сес. (Докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 190—206.
10. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана/Под ред. Смирнова В. И. М.: Наука, 1979. 280 с.
11. Мигдисов А. А., Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Гурвич Е. Г. и др. Геохимия металлоносных осадков.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122—200.
12. Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Донные отложения впадины Хесса.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, № 29, с. 252—260.
13. Biscaye R. E. Mineralogy and sedimentation of recent clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, p. 803—832.
14. Bischoff J. L., Sayles F. L. Pore fluid and mineralogical studies of recent marine sediments Bauer depression region of east Pacific rise.— Sediment. Petrol., 1972, v. 42, № 3, p. 711—724.
15. Bostrom K. Submarine volcanism as a source for iron.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, № 4, p. 348—354.
16. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments.— Acta Univ. Stockholm. Contr. Geol., 1973, v. XXVII, № 2, p. 149—240.
17. Bostrom K., Peterson M. N. A. The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of high flow on the east Pacific rise.— Marine Geol., 1969, v. 7, № 5, p. 427—447.
18. Hein J. R., Yeh Hsueh-Wen, Alexander F. Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the north equatorial Pacific.— Clays and clay minerals, 1979, v. 27, № 3, p. 185—194.
19. Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clays by dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate.— Clays and clay minerals, 1960, № 5, p. 317—328.
20. Piper D. Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, № 1, p. 75—82.
21. Sayles F. L., Bischoff J. L. Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, № 3, p. 331—336.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
14.IV.1980

УДК 549 : 551.87 (268.6)

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛОЙ ТОЛЩИ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ

БЕЗРОДНЫХ Ю. П., АГАРКОВ А. П., МАЙОРЕ Я. Я.

Проанализировано распределение терригенных тяжелых, аутогенных и глинистых минералов по разрезу кайнозойской рыхлой толщи Чаунской губы и показано их значение для стратиграфической корреляции и палеогеографических реконструкций по восточно-арктическому шельфу. По соотношениям тяжелых и глинистых минералов фиксируется изменение характера выветривания на водосборных площадях и отмечаются периоды активного врезания речных долин. Полученные данные свидетельствуют о развитии в районе кор выветривания каолинит-гидрослюдистого типа и вскрытии оловорудных залежей до начала формирования впадины, в пределах которой находится губа. Комплекс аутигенных минералов, включающих пирит, сидерит, магнетит, отражает трансгрессивно-регрессивный характер развития бассейна седиментации. По минеральным ассоциациям устанавливается граница, фиксирующая резкую смену палеогеографических условий в регионе в позднекайнозойское время.

На акватории и побережье Чаунской губы — крупном далеко вдающемся в сушу заливе Восточно-Сибирского моря — пробурено значительное количество скважин, в результате чего выявлены основные черты строения рыхлой толщи. Полученные материалы приобретают особое значение в связи с тем, что позволяют подойти к выяснению условий становления и развития восточно-арктического шельфа, до сих пор слабо изученного в геологическом отношении. Результаты биостратиграфического изучения керна нескольких скважин отражены в ряде публикаций [1, 5], использованы для региональных стратиграфических сопоставлений [2] и палеоклиматических реконструкций по северо-востоку Азии [3]. Нами рассматриваются особенности минерального состава рыхлых отложений в аспекте возможности использования их для реконструкции отдельных сторон процесса седиментогенеза, в частности условий мобилизации материала с водосборов и определения фациальных обстановок осадконакопления.

Чаунская губа располагается в пределах крупной наложенной впадины блокового строения, сформировавшейся в кайнозойское время. Обрамляющее низкоегорье прорезано целой серией речных долин, на участках выхода которых образованы за счет аллювиального материала приморские аккумулятивные низменности. Впадина представляет собой одну из характерных окраинных морфоструктур восточно-арктического шельфа, со всеми присущими им особенностями развития. Заполняющая ее рыхлая толща достигает мощности более 200 м и отличается большим разнообразием вещественно-генетических типов отложений, отражающим неоднородность по площади и изменчивость во времени условий седиментации. Среди гранулометрических разностей в центральных частях Чаунской губы преобладают песчаные и алевроит-пелитовые осадки.

По обрамлению ее, главным образом в пределах приморских равнин, существенное значение приобретают галечные и гравийно-галечные отложения, а непосредственно у горного обрамления выделяются в виде клиньев шлейфы несортированного делювиального и делювиально-пролювиального материала. По составу, степени уплотнения осадков, характеру слоистости разрез осадочной толщи грубо разделяется на две части. Для нижней части характерны широкое развитие мелко-тонкозернистых уплотненных осадков с многочисленными включениями различных по размерам фоссилизированных растительных осадков и наличие прослоев бурых углей и торфа. Верхняя часть разреза сложена разнообразными по гранулометрическому составу отложениями. Неоднородность строения и физико-механических свойств этих двух частей рыхлой толщи отчетливо проявляется при сейсмоакустическом профилировании. При этом выделяются верхний горизонт с крупной горизонтальной слоистостью и нижняя акустически «прозрачная» слабо слоистая толща с активно отражающей поверхностью. К их границе, располагающейся в пределах акватории, обычно на глубинах 60—70 м приурочены погребенные врезы речных долин, а в приобтовых частях впадины — наиболее крупные шлейфы делювиально-пролювиального материала. Эта граница фиксирует наиболее резко выраженный геолого-исторический рубеж, соответствующий длительному перерыву бассейнового осадконакопления и резкой смене палеогеографических условий. Судя по данным палинологических исследований, этот перерыв соответствует периоду похолодания климата и началу развития многолетней мерзлоты на побережье Арктического бассейна, датируемым границей нижнего и верхнего плиоцена [1].

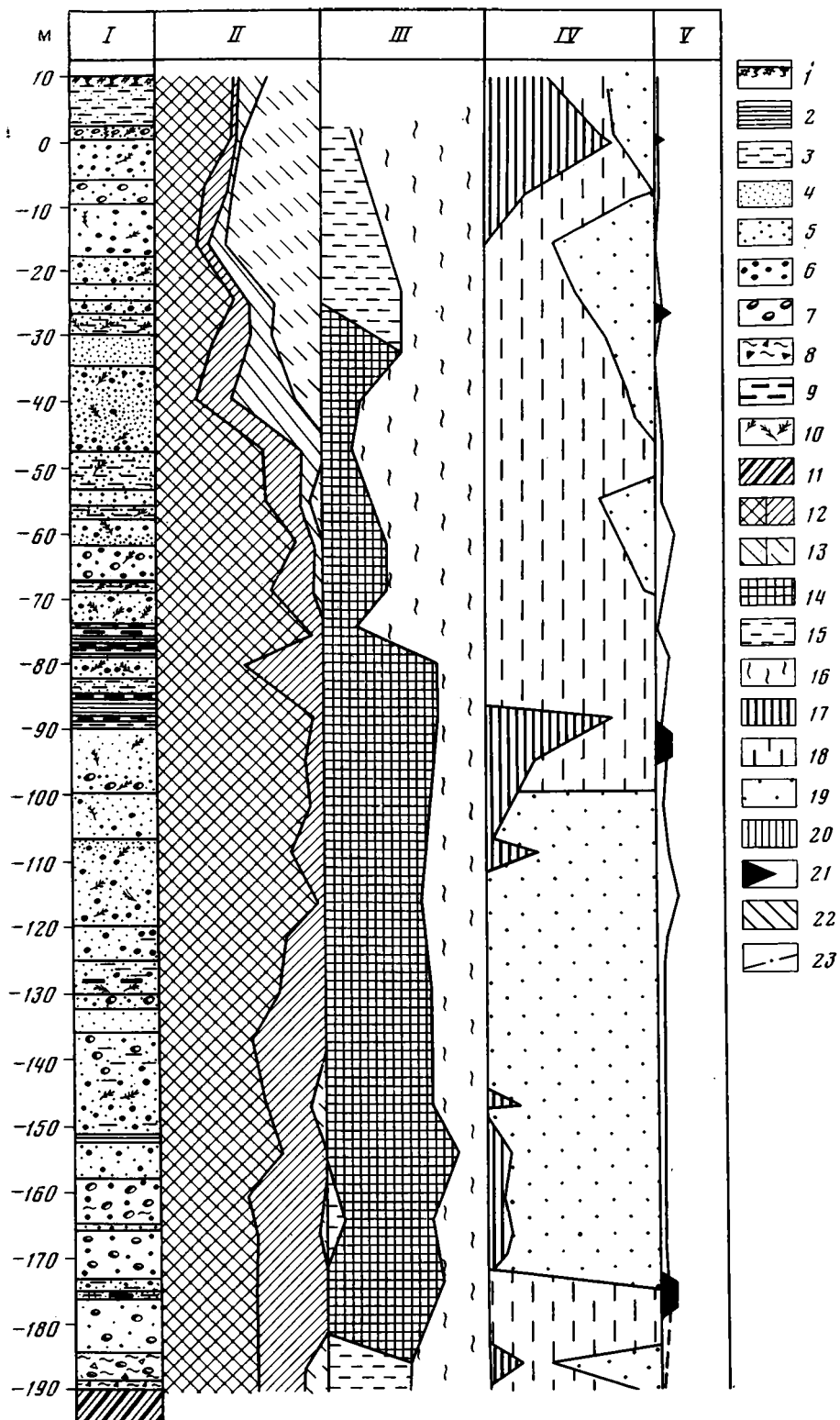


Фиг. 1. Схема местоположения исследованных разрезов

Нами изучено распределение минералов по разрезу рыхлой толщи на трех участках (фиг. 1). Первый из них (1) расположен на южном побережье Чаунской губы в устьевой части наиболее крупной реки района Чаун. Приуроченность разреза к зоне разгрузки больших масс аллювиального материала отчетливо проявляется в гранулометрическом составе отложений — преобладании среди них песчано-гравийных и галечных разностей. Точка 2 находится на акватории вблизи устья р. Млелюеем, где также в большом объеме накапливался аллювий. Разрез 3 характеризует часть акватории губы, примыкающей к Певекскому низкогорному останцу, с которого в пределы впадины периодически поступал делювиальный и делювиально-пролювиальный материал.

В пробах рыхлых отложений изучался комплекс тяжелых терригенных и аутогенных минералов, а также состав глинистой фракции¹. В терригенной составляющей установлен обширный, но довольно однотипный минеральный комплекс. Большую долю в нем составляют рудные минералы: ильменит, лейкоксен, магнетит. В значительных количествах содержится метаморфогенный минерал андалузит, развитый на водосборной площади обычно в контактовой зоне гранитоидных массивов. Группа аксессуариев в осадочных и изверженных породах представлена цирконом, апатитом, сфеном, в отдельных пробах — монацитом и ортитом. Из них в повышенных количествах, достигающих нескольких процентов тяжелой фракции, накапливается в осадках только циркон. В верхней части разреза рыхлой толщи преобладают пироксены и ро-

¹ Количественный дифрактометрический анализ выполнен в Тартуском госуниверситете.



вая обманка. Повсеместно распространены гранаты (главным образом альмандин) и эпидот. Характерные минералы осадков Чаунской впадины — касситерит, турмалин и топаз, что обусловлено широким развитием в пределах горного обрамления оловянного оруденения [6]. Наблюдающаяся значительная изменчивость количественных соотношений между терригенными минералами предопределена многими факторами, к числу которых, как известно, относятся состав и степень химического преобразования (характер выветривания) пород водосборных площадей, фациальные особенности осадконакопления и процессы гранулометрической сепарации материала на путях транзита и при седиментации. Следовательно, в отношении генетической интерпретации минеральные комплексы представляют собой систему со многими неизвестными.

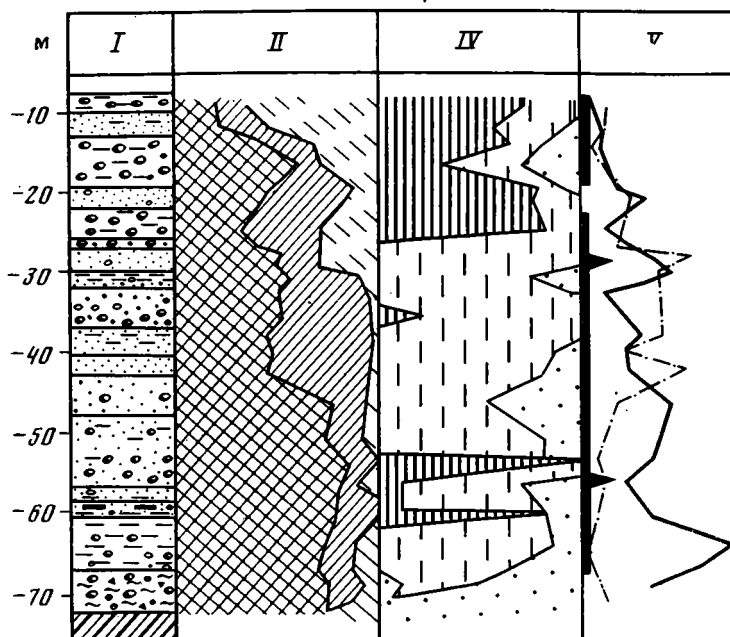
В связи с малым количеством рассматриваемых точек в настоящей работе не анализируется влияние состава пород водосбора на минеральный состав отложений в целом. Однако необходимо отметить, что в минеральном комплексе исследованных проб довольно отчетливо отражаются наличие и формационный тип развитого в питающих провинциях оловянного оруденения. Во всех разрезах наблюдается касситерит и парагенетически связанные с ним в рудах устойчивые минералы: турмалин и топаз. При этом обращает на себя внимание присутствие их практически по всему разрезу рыхлой толщи, начиная от базальных слоев (фиг. 2, 3), что свидетельствует о денудационном вскрытии коренных рудоносных источников до начала становления впадины. Данный факт имеет важное значение для оценки перспектив россыпной оловянности рыхлого покрова шельфа. Формационный тип оловянного оруденения отражается прежде всего на соотношении количества турмалина и топаза. На северном и южном участках, в питающих провинциях которых известно оруденение касситерит-силикатной формации, преобладающим или единственным является первый минерал. На восточном участке, на водосборной площади которого развито оруденение, касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций, в осадках содержатся оба минерала, причем в низах разреза преобладает турмалин, в верхней части — топаз. Отмеченное, очевидно, отражает последовательность денудационного среза толщи минерализованных рудовмещающих пород.

Наиболее отчетливо в терригенном минеральном комплексе отражается степень химической переработки — характер выветрелости денудруемых пород водосборных площадей. На фиг. 2 и 3 показаны соотношения групп минералов, различающихся по степени устойчивости их в гидрослюдисто-каолинитовом профиле выветривания [4]. Группа V объединяет наиболее устойчивые минералы, сохраняющиеся в каолинитовой зоне, группы IV и III характерны для гидрослюдисто-каолинитовой зоны соответственно верхней и нижней частей ее, а группа II включает наименее устойчивые минералы, сохраняющиеся лишь в начальных этапах разложения пород при физическом выветривании их. Из числа выявленных в рыхлой толще Чаунской впадины минералов к группе V относятся: касситерит, ильменит, лейкоксен, рутил, анатаз, корунд,

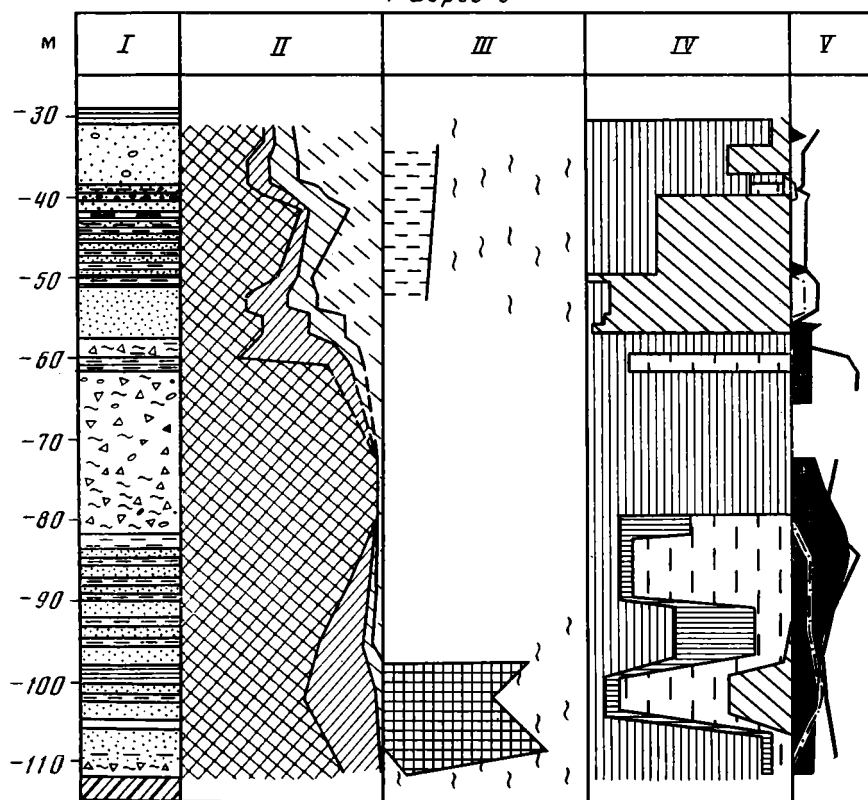
Фиг. 2. Распределение минералов по разрезу 1

1 — литологическая колонка: 1 — почвенный слой, 2 — пелитовые осадки, 3 — алевриты, 4 — мелкозернистый песок, 5 — средне- и крупнозернистый песок; 6 — гравий, 7 — галечник, 8 — глинисто-щебневый материал, 9 — торф, 10 — растительные остатки, 11 — коренные породы; II — соотношение терригенных минералов по группам устойчивости: 12 — наиболее устойчивые минералы (а — группа V, б — группа IV), 13 — средне- и слабоустойчивые минералы (а — группа III, б — группа II); III — соотношение глинистых минералов: 14 — каолин, 15 — гидрослюда, 16 — хлорит; IV — соотношение в группе аутигенных минералов и гидроокислов железа: 17 — гидроокислы железа, 18 — сидерит, 19 — пирит; V — распределение касситерита и парагенетически связанных с ним в коренных источниках минералов: 20 — касситерит, 21 — турмалин, 22 — топаз

Разрез 2



Разрез 3



Фиг. 3. Распределение минералов по разрезам 2 и 3
Условные обозн. см. на фиг. 2

Соотношение минеральных групп устойчивости в осадках побережья

Место отбора проб	Осадок	Соотношения по группам, %			
		V	IV	III	II
Пляж Подводный береговой склон	Гравий с песком	30,0	36,8	11,8	21,4
	Мелко-среднезернистый песок	54,0	14,4	12,6	19,0
	Мелкозернистый песок	58,2	8,0	15,0	18,8
	Крупный алеврит	44,2	6,0	16,2	33,6

турмалин, топаз, циркон, монацит; к группе IV — андалузит, силлиманит, альмандин, гроссуляр, андрадит; к группе III — сфен, эпидот, апатит; к группе II — пироксены, роговая обманка, биотит, магнетит.

Это соотношение по смыслу близко палеогеографическому коэффициенту, предложенному А. П. Сиговым [7], однако по сравнению с этим коэффициентом оно позволяет дать более дробное расчленение минерального комплекса по степени устойчивости и соответственно более подробно характеризует изменение процессов выветривания. В то же время интерпретация данных в обоих случаях осуществляется в большей степени на качественном, а не на количественном уровне, поскольку в количественных соотношениях минералов отражается также механическая дифференциация по плотности и крупности зерен. Однако влияние указанного фактора при анализе соотношений групп устойчивости проявляется в меньшей мере. Дифференциация материала по крупности в береговой зоне моря хотя и обуславливает неравномерность содержаний минералов в гранулометрически разнотипных осадках, но не приводит к исчезновению или появлению той или иной минеральной группы, что можно, например, проиллюстрировать данными по одному из профилей побережья Чаунской губы (таблица).

Несмотря на наблюдающиеся вариации соотношений групп по типам современных осадков и в первую очередь по группе II, включающей наименее устойчивые минералы, отчетливо фиксируется слабая химическая переработка коренных пород в условиях происходящего в настоящее время физического выветривания. Анализ распределения групп минералов по изученным разрезам свидетельствует о формировании большей части рыхлого покрова за счет материала кор химического выветривания. В нижних частях разрезов наблюдаются лишь минералы V и IV групп устойчивости, сохраняющиеся в каолининовой и гидрослюдисто-каолининовой зонах. Появление на отдельных интервалах незначительных количеств неустойчивых при химическом выветривании минералов отражает, вероятно, кратковременную активизацию эрозионных процессов. Интенсивное врезание рек в коренные породы в начальный период образования впадины фиксируется также относительно высокими количествами этой минеральной группы. Для верхних частей разрезов характерно появление и относительно резкое возрастание количеств минералов III и II групп устойчивости, сохраняющихся в зонах гидратации силикатов и начального выщелачивания. Это отражает уничтожение на водосборах кор химического выветривания и поступление в пределы впадин слабо выветрелого терригенного материала. Данные палинологического анализа свидетельствуют, что изменение качественного состава минеральных комплексов соответствует периоду похолодания климата и развитию лесотундровых и тундровых ландшафтов.

Глинистые минералы в отложениях Чаунской впадины представлены гидрослюдами, каолинитом, хлоритом, причем первые из них содержатся по всему разрезу. Хлорит в ассоциации с гидрослюдами отмечается в базальных слоях толщи, но в больших количествах распространен в верхней части разреза, сформированной в условиях холодного климата. Для нижней наибольшей по мощности части рыхлой толщи характер-

ным минералом является каолинит, что свидетельствует об интенсивном химическом выветривании пород водосборов и развитии кор химического выветривания гидрослюдисто-каолинитового типа на большем протяжении кайнозойского времени. В целом на всех исследованных участках рыхлая толща по ассоциациям глинистых минералов четко разделяется на две части: нижнюю—большую по мощности—с каолинитом и гидрослюдами и верхнюю—с глинистой составляющей хлорит-гидрослюдистого состава. В нижней части наиболее полно изученного южного разреза по количественному соотношению минералов наблюдается отчетливо выраженная резкая смена гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации каолинит-гидрослюдистой, что, очевидно, отражает изменение степени химического преобразования пород и темпов денудации на водосборных площадях.

Таким образом, при анализе распределения глинистых минералов выявляются те же особенности изменения процессов выветривания на водосборных площадях, что и у тяжелых минералов. Сравнение обеих минеральных групп (см. фиг. 2) показывает, что смена гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации каолинит-гидрослюдистой совпадает по вертикали с появлением в осадках относительно слабо устойчивых при химическом выветривании тяжелых минералов группы III, сохраняющихся в низах гидрослюдисто-каолинитовой зоны коры выветривания на границе с гидрослюдистой зоной. Хлорит-гидрослюдистая ассоциация характерна для интервалов максимального развития устойчивых минералов группы II, сохраняющихся лишь на начальных этапах преобразования пород, при преобладании физических процессов выветривания. Следует отметить, что даже весьма незначительное количество хлоритов при преобладающем гидрослюдисто-каолинитовом составе глин фиксируется присутствием среди тяжелых минералов группы II (см. фиг. 2). В то же время смена каолинит-гидрослюдистой ассоциации хлорит-гидрослюдистой проявляется выше по разрезу, чем граница появления неустойчивых минералов. Это, по всей вероятности, отражает активизацию эрозионного расчленения водосборов в период смены химического выветривания на физическое и вынос еще в течение длительного времени материала кор химического выветривания.

Аутигенные минералы рыхлых отложений представлены сидеритом, магнетитом и пиритом, свидетельствующими, как известно, о проявлении восстановительных процессов в толще осадков. Сидерит отмечается в форме отдельных или сросшихся между собой шаровидных оолитоподобных агрегатов размером от 0,25 до 1 мм, включающих зерна терригенных минералов. Нередко на поверхности агрегатов отмечаются пленки карбоната кальция. Аутигенный магнетит встречен в северном и восточном разрезах, где он приурочен к нижней части рыхлой толщи. Минерал проявляется в виде мелких, сильно магнитных оолитоподобных и неправильных по форме комковатых зерен размером 0,2—0,4 мм. Пирит образует мелкозернистые микроконкреции, комковатые стяжения размером до 1 мм и псевдоморфозы по растительным обрывкам. Цвет агрегатов темно-серый. В ассоциации с ними отмечаются также отдельные мелкие зерна кубического габитуса желтовато-бурого цвета с металлическим блеском. На дифрактограммах мелкозернистых агрегатов фиксируются отражения, характерные для пирита.

Рассматриваемые аутигенные минералы наблюдаются в ассоциации друг с другом, а также с гидроокислами железа, проявляющимися в форме комковатых и хлопьевидных агрегатов. В то же время выделяются значительные по мощности интервалы, в которых новообразования представлены каким-либо одним минеральным видом (см. фиг. 2, 3). Повсеместное распространение в толще рыхлых отложений аутигенных минералов железа, находящегося в двухвалентной форме, обусловлено захоронением в осадках больших масс органического материала, пред-

определившего протекание восстановительных процессов в ходе диагенеза. Наблюдающееся изменение минеральных ассоциаций по разрезу рыхлой толщи отражает смену условий седиментации во времени и прежде всего солевого состава вод [9]. Развитие пирита в осадках свидетельствует о наличии в водах сульфат-иона и может быть индикатором седиментации в морских условиях, а сидерит отражает условия накопления осадков в пресноводных бассейнах или реках [8]. Присутствие в отложениях обоих минералов обусловлено либо изменением окислительно-восстановительного потенциала в ходе диагенеза, либо пониженной минерализацией вод, характерной для аванделът. Наиболее широкое развитие этой минеральной ассоциации на приустьевых участках крупных рек (разрезы 1 и 2) скорее всего свидетельствует о влиянии второго фактора на процессы аутигенного минералообразования.

На фиг. 2, 3 показаны соотношения между количествами рассмотренных аутигенных минералов и гидроокислами железа, которые могут представлять собой как остатки первично-седиментогенных скоплений, частично сохранившихся после восстановительного диагенетического преобразования осадков, так и новообразования, обусловленные перерывами в осадконакоплении и преобразованием в связи с этим обнажающихся поверхностных слоев в субэкральных условиях. Смена минеральных ассоциаций по разрезам отражает изменение условий седиментации в пределах Чаунской впадины из-за опускания ее ложа и колебаний уровня моря. На приводимых колонках отчетливо разделяются интервалы, накапливающиеся в солоноводных (морских) и пресноводных условиях, а также фиксируются перерывы осадконакопления. На наиболее полном южном разрезе видно, что нижняя половина рыхлого покрова, где преобладает пирит, сформирована либо в морских, либо в лагунных условиях. Средняя часть разреза накапливалась в период регрессии моря, соответствующий развитию в пределах впадины одного крупного или нескольких разобщенных озер. Последнему периоду соответствует накопление на нижних уровнях (на отметках до —80 м) вблизи денудационно-тектонических уступов больших масс делювиального и делювиально-пролювиального материала. Минеральные ассоциации верхней части разреза отражают периодические колебания уровня моря.

Таким образом, минеральные ассоциации тяжелой фракции, наблюдающиеся в рыхлых отложениях Чаунской впадины, одной из крупных морфоструктур восточно-арктического шельфа, помогают решать многие вопросы палеогеографии, в том числе важные для прогнозирования и поисков россыпей. Они могут быть использованы для увязки разрезов по шельфу в целом и позволяют изучить характер выветривания на водосборах, проследить изменение условий седиментации во времени и определить время вскрытия и денудации коренных источников россыпеобразующих минералов. В частности, по минеральным ассоциациям исследованных разрезов отчетливо выделяется граница, соответствующая перерыву бассейнового осадконакопления и смене химического выветривания на физическое. На участке 1 она располагается на отметке —48 м, в точке 2 на —32 м, а в точке 3 на —57,5 м. Судя по данным палинологических исследований, по времени она отвечает рубежу плиоцена и эоплейстоцена, когда произошла смена умеренного климата на субарктический [3]. Для увязки разрезов может быть использована и ритмичность распределения аутигенных минеральных ассоциаций. По характеру развития пирита отчетливо фиксируется ритмичное изменение условий седиментации, связанное с периодическим колебанием уровня моря в позднекайнозойское время. Резкая коррелируемая граница выделяется в средней части разреза рыхлого покрова по смене пирита сидеритом. В точках 1 и 3 она фиксируется на отметке —100 м. Важное значение для оценки последовательности и величины денудационного среза рудоносных пород представляют данные по распределению основных руд-

ных и парагенетически с ними связанных минералов, а также минералов, вмещающих рудные тела пород: топаза, турмалина, андалузита и др. Приведенные данные позволяют рассматривать нижнюю часть рыхлой толщи восточно-арктического шельфа, сформированную за счет материала кор химического выветривания, как продуктивную формацию, перспективную на такие полезные ископаемые, как огнеупорные глины, кварцевые пески, осадочные концентрации железа, титана, возможно, алюминия и других элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангелов А. А., Карташова Г. Г., Коваленко Ф. Я. и др.* Палеоген и неоген северного побережья Чукотки.— В кн.: *Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии.* Новосибирск: Наука, 1979, с. 40—52.
2. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Результаты биостратиграфических исследований третичных континентальных толщ Северо-Востока Азии и корреляция их с континентальными отложениями сопредельных территорий.— В кн.: *Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии.* Новосибирск: Наука, 1979, с. 163—185.
3. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии.— В кн.: *Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии.* Новосибирск: Наука, 1979, с. 186—204.
4. *Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И. и др.* Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 456 с.
5. *Лобанов В. В., Воцилко М. Е.* Споро-пыльцевые комплексы разреза кайнозойских отложений на южном побережье Чаунской губы и некоторые вопросы палеогеографии Чаун—Чукотки.— В кн.: *Полинология в континентальных и морских исследованиях.* Рига, 1976, с. 149—153.
6. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 359 с.
7. *Сигов А. П.* Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород.— *Сов. геол.*, 1960, № 3, с. 46—56.
8. *Стащук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
9. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.

ВНИИМОРГЕО,
Рига

Поступила в редакцию
19.V.1980

УДК : 551.55 : (551.73 + 551.763) (571.65)

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

ЭПШТЕЙН О. Г.

Рассматриваются основные черты строения и состава вулканогенно-кремнистых формаций восточной части Корякского нагорья и общие особенности накопления отложений. Выделенные формации мощностью по 1000—2000 м состоят из силицитов, базальтоидов, кварцевых кератофиров, терригенных пород, туфов, известняков и различаются набором и соотношением слагающих пород. Отложения изученных формаций возникли в определенном диапазоне палеографических условий: батиметрии, питания бассейна терригенным материалом, проявлений подводного вулканизма.

Проблема геосинклинального кремненакопления во многом еще представляет предмет дискуссий. Очевидно, что дальнейшее решение этой проблемы требует не только более углубленного изучения уже достаточно хорошо известных, ставших классическими, кремнистых формаций, но и литологического исследования новых объектов, разных по структурно-тектоническому и возрастному положению. До последнего времени одними из наиболее слабо изученных в нашей стране оставались вулканогенно-кремнистые формации восточной части Корякского нагорья. Основные черты строения и состава этих формаций, общие особенности формирования слагающих их отложений составляют предмет настоящей статьи.

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕГИОНА

Восточная часть Корякского нагорья — бассейны рек Хатырки, Ваамочки, Накепейляка и Хайидина (фиг. 1) стала объектом систематических геологических исследований с середины нашего столетия. Первые же работы, проведенные в этом регионе, выявили широкое развитие здесь кремнисто-вулканогенных образований. Однако вопрос об их природе и возрасте долгое время остро дискутировался [3]. Лишь недавно, после исследований, выполненных автором совместно с Г. П. Тереховой, И. М. Миговичем и С. П. Игуменцевым в 1975—1977 гг., было установлено, что в восточной части Корякского нагорья присутствуют два мощных эвгеосинклинальных вулканогенно-кремнистых комплекса: палеозойский и верхнемеловой [3]. Первый из них по стратиграфическому диапазону (девон — пермь) превосходит все известные разрезы палеозойско-прикеанической части северо-восточной Азии [7]. Верхнемеловой (кампанский) комплекс хронологически отвечает широко развитой южнее (на п-ове Камчатка) известной ватынской серии.

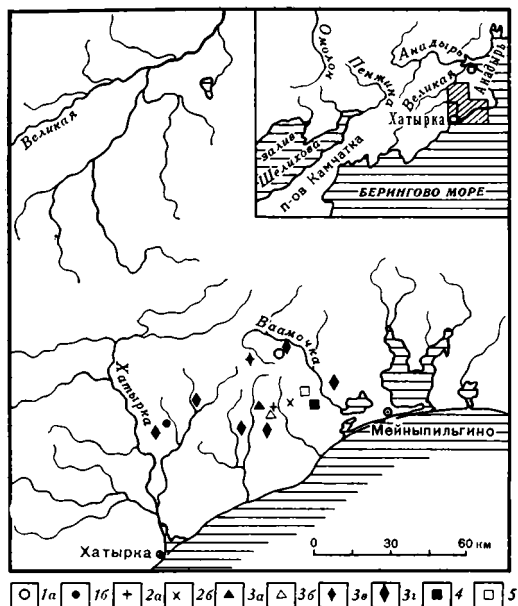
Палеозойский комплекс имеет видимую мощность около 5000 м и представлен в основном силицитами¹ (фтанитоиды и яшмы) и базаль-

¹ Разделение кремнистых пород на типы и разновидности произведено в соответствии с принципами и приемами их классификации, разработанными И. В. Хворовой [8, 9].

тондами, которые составляют соответственно около 40 и 35% разреза. Присутствуют терригенные образования (аргиллиты, алевролиты, песчаники и гравелиты), известняки, пепловые туфы кислого и среднего состава и кварцевые кератофиры. Определимые остатки макро- и микрофауны заключены в известняках и терригенных породах. Палеозойские вулканогенно-кремнистые накопления в рассматриваемой части Корякского нагорья образуют довольно многочисленные поля выходов среди терригенных верхнеюрско-сенонских отложений. Обычный размер полей выходов палеозоя — десятки квадратных километров, а площадь наиболее крупного из них, расположенного в междуречье Ваамочки, Хайидина и Накепейляка, составляет 300—350 км².

Почти во всех наблюдавшихся случаях контакты палеозойских образований с терригенными мезозойскими отложениями тектонические. Лишь в двух точках на левобережье р. Накепейляка (реки Бурная и Песчаная) наблюдалось наложение на палеозойские толщи верхнеюрских отложений с грубообломочными слоями в основании.

Для палеозоя, как и для мезозойских образований района, характерны значительное количество разрывных и пликативных нарушений, структуры будинаж, рассланцевание пород. В полях развития палеозоя наблюдается, кроме того, мелкая изоклиальная складчатость, встречаются зоны милонитизации. Вместе с тем в целом ряде случаев палеозойские отложения образуют мощные (порядка тысячи метров) протяженные моноклинали, которые на километры трассируются горизонтами известняков. Тщательное исследование разрезов и значительные сборы фаунистических остатков показали, что хорошо



Фиг. 1. Местоположение района работ и основных разрезов вулканогенно-кремнистых формаций

Палеозойские: 1 — вулканогенно-терригенно-фтанитоидная: а — гора Голец (D₂₋₃gl), б — руч. Ветвистый (C₁kk); 2 — яшмово-спилитовая: а — руч. Пестун (C₁ost); б — р. Песчаная, приток р. Хайидин (C₂₋₃sv); 3 — фтанитоидная (Pnk); а — р. Быстрая, б — руч. Пестун, в — р. Светлая, г — другие частные разрезы. Верхнемеловые формации: 4 — фтанитоидно-спилитово-терригенная (K₂jkm), среднее течение р. Якенмывеем; 5 — яшмово-терригенно-спилитовая (K₂jkn), верховья р. Якенмывеем

датируемые палеонтологические комплексы приурочены к определенным прослеживаемым литологическим подразделениям палеозоя. Это позволяет [7] в палеозойском комплексе выделить пять литостратиграфических подразделений в ранге толщ: гольцовскую (D₂₋₃gl), какомэйскую (C₁kk), островнинскую (C₁ost), северскую (C₂₋₃sv) и накепейлякскую (Pnk). Границы между толщами условны из-за известного литолого-формационного сходства разных частей палеозойского комплекса и немногочисленности слоев с определенными остатками фауны в разрезе. На основе анализа парагенетических ассоциаций горных пород в мощном палеозойском комплексе восточной части Корякского нагорья нами выделяются три вулканогенно-кремнистые формации, сменяющиеся во времени: вулканогенно-терригенно-фтанитоидная — в составе гольцов-

ской и какомэйской толщ, яшмово-спилитовая, охватывающая островнинскую и северскую толщи, и фтанитоидная — в объеме накепейлякской толщи.

Верхнемеловые (кампанские) вулканогенно-кремнистые отложения изучены в междуречье Ваамочки и Хайидина. Они образуют здесь единое обширное поле выходов площадью около 250 км². От более древних возрастных подразделений района кампан отделен разломами, его контакт с более молодыми толщами не наблюдался. Кампанские отложения в значительной мере дислоцированы: в них развиты расланцевание, структуры будинаж, отдельные разрывные и пликативные нарушения. В междуречье Ваамочки и Хайидина кампан образует лежащую синклиналичную складку, ось которой падает на северо-запад. Наиболее детально изучено северное крыло синклинали, расположенное на правом берегу нижнего течения р. Ваамочки и представляющее собой мощную моноклинали, погружающуюся в северо-западном направлении. Основной разрез кампана составлен по р. Якенмывеем (см. фиг. 1), которая в значительной части пересекает моноклинали вкрест простирания пород. Хорошо видимая на местности латеральная выдержанность всех основных подразделений (пачек) кампанского разреза, изученного по р. Якенмывеем, свидетельствует о достаточной представительности этого разреза вулканогенно-кремнистого комплекса. В составе кампана отчетливо выделяются две толщи: нижняя — якенмывеевская (K₂ jkm) и верхняя — яканувеевская (K₂ jkn). По характеру строения, литологическому составу и мощности (>1000 м) они с полным основанием могут рассматриваться как самостоятельные вулканогенно-кремнистые формации: соответственно фтанитоидно-спилитово-терригенная и терригенно-яшмово-спилитовая.

Таким образом, в вулканогенно-кремнистых комплексах восточной части Корякского нагорья нами выделяется пять формаций: три палеозойские и две верхнемеловые.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Вулканогенно-терригенно-фтанитоидная (ВТФ) формация, объединяющая отложения среднего — верхнего девона и частично нижнего карбона (D₂₋₃ gl—C₁ kk), имеет мощность 1400—1500 м и сложена в основном серыми фтанитоидами, которые образуют мощные самостоятельные слоистые пачки или тонко переслаиваются с аргиллитами. Присутствуют пачки терригенных пород, кварцевых кератофигов, пепловых туфов кислого и среднего состава, потоки базальтоидов; встречаются пласты органогенных известняков (фиг. 2).

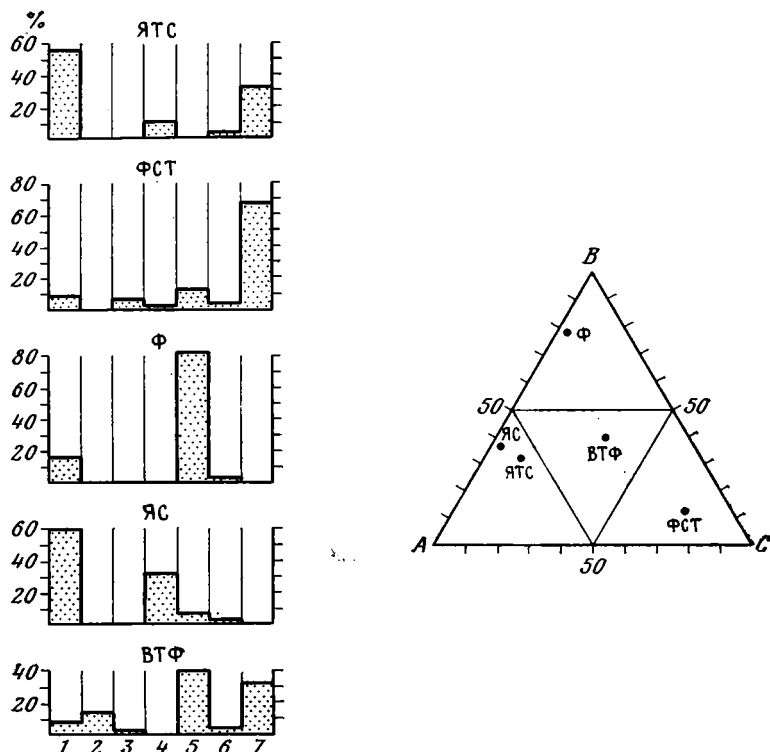
Наиболее полный разрез (см. фиг. 1) девонской части формации (гольцевская толща) изучен на восточном склоне горы Голец (левобережье р. Яканувеем, правого притока р. Ваамочки). Здесь вскрываются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кварцевые кератофиры с пакетом (10—12 м) тонкого переслаивания фтанитоидов и кремнистых аргиллитов 60—80

2. Аргиллиты с прослоями (5—20 см) массивных алевролитов и массивных мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников, состоящих из обломков эффузивных пород среднего (преобладают), кислого и основного (?) состава, зерен плагиоклаза и кварца, небольшого количества обломков плагиогранитов, осадочных и метаморфических пород, отдельных зерен апатита, эпидота, листочков слюд, единичных спикул кремневых губок 40—50

3. Кварцевые кератофиры с пакетом (5—7 м) слоистых фтанитоидов и тремя пластами (4—5 м) органогенных извест-



Фиг. 2. Литологический состав вулканогенно-кремнистых формаций

Палеозойские формации: ВТФ — вулканогенно-терригенно-фтанитоидная, ЯС — яшмово-спилитовая, Ф — фтанитоидная; верхнемеловые формации: ФСТ — фтанитоидно-спилитово-терригенная, ЯТС — яшмово-терригенно-спилитовая. На гистограммах показано содержание пород: 1 — базальтоидов; 2 — кварцевых кератофилов; 3 — пепловых туфов кислого и среднего состава; 4 — яшм; 5 — фтанитоидов; 6 — известняков; 7 — терригенных образований. Треугольная диаграмма иллюстрирует соотношение в формациях основных групп пород: А — вулканогенных, В — кремнистых, С — терригенных и карбонатных

няков, содержащих остатки среднедевонских кораллов² (определения В. Н. Дубатолова и Н. Я. Спасского)

4. Слоистые фтанитоиды с пакетом (2—3 м) переслаивания фтанитоидов и кремнистых аргиллитов

5. Спилиты

6. Кварцевые кератофиры (3—7 м), разделенные тонкими слоями аргиллитов

7. Слоистые фтанитоиды, в верхах пачки содержащие отдельные прослои кремнистых аргиллитов (до 10—20 см)

8. Кварцевые кератофиры

9. Спилиты с неотчетливо выраженной шаровой отдельностью

10. Кварцевые кератофиры

11. Переслаивание (3—20 см) фтанитоидов (несколько преобладают) и кремнистых аргиллитов. Наблюдаются отдельные пакеты слоистых фтанитоидов (1—3 м). В верхах пачки залегает пласт спилитов (7—10 м)

50—60

30—40

30—40

35—45

50—60

25—30

30—40

25—30

450—500

² Списки многочисленных фаунистических остатков, обнаруженных в палеозойских разрезах района, приведены в статье Г. П. Тереховой и О. Г. Эпштейна [7], поэтому здесь и далее они опущены.

12. Аргиллиты с редкими слоями фтанитоидов (5—20 см) 70—80
13. Чередование пакетов фтанитоидов (2—7 м) и таких же по мощности пластов спилитов и кератофиров. Наблюдается несколько слоев органогенных известняков (1—3 м) с остатками кораллов, датирующих верхи нижнего — низы верхнего девона (определения В. Н. Дубатолова и Н. Я. Спасского) 80—100

Мощность разреза 100—1100 м.

На левобережье р. Хатырки (руч. Ветвистый, правый приток р. Эльгинмываяма) наблюдался наиболее представительный разрез (см. фиг. 1) нижнекаменноугольной части (какомэйская толща) рассматриваемой формации (снизу вверх):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Слоистые фтанитоиды | Мощность, м |
| 2. Переслаивание известковистых аргиллитов и алевролитов (0,5—1 м), содержащих остатки карбон-пермских брахиопод (определения В. Г. Ганелина). Присутствует слой массивного гравелита (0,6—0,8 м) с остатками криноидей. Гравелит состоит в основном из обломков фтанитоидов (преобладают) и яшм, в меньшей мере — из зерен кварца и плагиоклаза; встречаются обломки эффузивных пород (преимущественно кислого состава), плагиогранитов, аргиллитов, известняков, спикулы, кремневых губок | 20—25 |
| 3. Слоистые фтанитоиды | 25—30 |
| 4. Чередование (до 1,5—3 м) кристалло-литокластических мелко-, средне- и крупнообломочных туфов среднего и кислого состава, имеющих массивное, иногда градационное сложение | 25—30 |
| 5. Переслаивание известковых аргиллитов, алевролитов, олигомиктовых (преимущественно мелкозернистых) песчаников и гравелитов (мощность слоев до 2—3 м). Обломочным породам свойственна массивная текстура. Песчаники и гравелиты по составу аналогичны гравелиту пачки 2. В песчаниках среди минералов тяжелой фракции обнаружены редкие зерна циркона, граната, турмалина, сфена, апатита, эпидота, анатаза, ильменита, галенита, халькопирита, арсенопирита, пирита, магнетита. Во всех разновидностях пород пачки содержатся многочисленные остатки раннекаменноугольных брахиопод, двустворок и фораминифер (определения В. Г. Ганелина, В. А. Муромцевой и М. Н. Соловьевой), а также спикулы губок | 30—40 |
| 6. Слоистые фтанитоиды | 25—30 |
| 7. Чередование разных по мощности (до первых метров) слоев известковых аргиллитов, алевролитов и олигомиктовых песчаников (от мелко- до крупнозернистых). Все эти породы заключают остатки карбон-пермских брахиопод (определения В. Г. Ганелина), мшанок и криноидей. Песчаники и алевролиты обладают массивным, иногда слабо выраженным градационным сложением и по составу аналогичны обломочным породам пачки 5 | 140—150 |
| | 20—25 |

Мощность приведенного разреза 330—350 м.

Яшмово-спилитовая (ЯС) формация объединяет отложения нижнекаменноугольной островнинской и средне-верхнекаменноугольной северской толщ, мощность которых составляет соответственно 600—700 и 1900—2200 м. Формация состоит из чередующихся спилитовых пачек (от десятков до 150—200 м) и несколько меньших по мощности пачек слоистых яшм; фтанитоиды в заметных количествах содержатся лишь в нижнекаменноугольной части формации, где они образуют отдельные пачки мощностью в десятки метров. Присутствуют единичные слои органогенных известняков (обычно 1—4 м) с определимыми остатками ка-

менноугольных фораминифер и кораллов, а также плохо сохранившимися остатками криноидей и брахиопод. В качестве примера строения нижнекаменноугольного компонента формации можно привести разрез островинской толщи, составленный на правобережье р. Хайдин (низовье руч. Пестун). Здесь обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Спилиты	70—80
2. Известняки, состоящие из остатков раннекаменноугольных фораминифер (определения М. Н. Соловьевой) и криноидей	4
3. Спилиты со слабо выраженной шаровой отдельностью	50—60
4. Слоистые яшмы	10—15
5. Спилиты, расслоенные редкими пакетами (1—3 м) и отдельными слоями яшм (до 20—30 см)	100—130
6. Спилиты с отдельными пакетами слоистых фтанитоидов (1—5 м)	60—70
7. Чередование примерно равной мощности (7—15 м) пластов спилитов и пакетов слоистых фтанитоидов	70—80
8. Спилиты	90—100

Общая мощность разреза 450—550 м.

На других участках рассматриваемого района количество фтанитоидов в островинской толще иногда в 1,5—2 раза больше, чем в приведенном разрезе.

Наиболее полный разрез (см. фиг. 1) средне-верхнекаменноугольной части формации (северская толща) изучен в верховьях р. Хайдин (р. Песчаная). Приведенный ниже значительный фрагмент этого разреза дает достаточно полное представление о характере строения толщи (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Спилиты	50—60
2. Слоистые яшмы с единичными пластами спилитов (2—3 м)	150—170
3. Спилиты со слабо выраженной шаровой отдельностью	30—40
4. Слоистые яшмы	15—20
5. Спилиты	15—20
6. Слоистые яшмы с двумя потоками спилитов (5—7 м)	60—70
7. Спилиты с брекчиевой текстурой	170—190
8. Слоистые яшмы	40—50
9. Спилиты	25—30
10. Слоистые яшмы	15—20
11. Спилиты с пакетом слоистых яшм (3—4 м)	60—70
12. Известняки, содержащие остатки позднепалеозойских фузулинид и в том числе псевдофузулин (определения М. Н. Соловьевой)	25—30
13. Спилиты с пакетом слоистых яшм (5—6 м)	20—30

Мощность приведенного разреза 700—800 м.

Фтанитоидная (Ф) формация, заключающая пермскую накепейлакскую толщу, венчает палеозойский вулканогенно-кремнистый комплекс и составляет основную часть полей выходов палеозоя в восточной части Корякского нагорья. Общая площадь, на которой отложения формации наблюдались нами, составляет около 1500 км². Формация сложена слоистыми фтанитоидами, среди которых наблюдаются редкие и сравнительно маломощные пласты спилитов (до 20—40 м). Присутствуют очень протяженные (до 5—10 км) и мощные (до 40—50 м) горизонты фораминиферных известняков, а также пачка кремнеобломочных пород (30—50 м). Экзотические компоненты формации — яшмы и красные извест-

няки (до 1—2 м); они встречены лишь в нескольких случаях, везде их подстилают базальтоиды.

Представительные разрезы фтанитоидной формации изучены на многих участках. Одним из них является район р. Быстрой, левого притока р. Накепейяка (см. фиг. 1). Здесь обнажены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Слоистые фтанитоиды с пачкой (30—40 м) кремнеобломочных пород, которые представлены песчаниками и в меньшей мере — алевролитами и гравелитами. Кремнеобломочные породы имеют массивное сложение и нечеткие слоевые границы при мощности слоев не менее 0,5—1 м. Слоеые швы обычно неправильные, что может быть результатом как конседиментационных процессов, так и более поздних тектонических. Кремнеобломочные породы состоят почти исключительно из обломков фтанитоидов; встречаются редкие обломки яшм, спилитов, аргиллитов, диоритов, плагиогранитов, вулканитов кислого состава, зерен кварца, плагиоклаза, фосфатов; в тяжелой фракции обнаружены хромшпинелиды 100—120
2. Спилиты 30—40
3. Слоистые фтанитоиды с единичными пластами спилитов (5—15 м) 240—260
4. Спилиты с отдельными маломощными фтанитоидными пакетами (3—7 м) 80—90
5. Слоистые фтанитоиды с единичными пластами спилитов (от первых до 10—15 м) 230—250
6. Спилиты с пачкой фтанитоидов (7—10 м) 60—70
7. Слоистые фтанитоиды 50—60
8. Спилиты с неотчетливо выраженной шаровой отдельностью 15—20
9. Слоистые фтанитоиды с единичными пластами спилитов (до 15—20 м). В средней части пачки залегает мощный слой (25—30 м) известняка, состоящего из остатков позднепермских фораминифер (определения М. Н. Соловьевой); в этом же слое обнаружены и остатки позднепермских брахиопод (определение В. Г. Ганелина) 140—150
10. Спилиты 30—40

Общая мощность разреза 1000—1100 м.

На других участках района, например, в верховьях руч. Пестун (правобережье р. Хайидин) или в верхнем течении р. Светлой (приток р. Ваамочки), спилиты более редки в составе формаций и там часто наблюдаются очень мощные (до 400—500 м) пачки фтанитоидов, совершенно лишенные вулканитов.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Фтанитоидно-спилитово-терригенная (ФСТ) формация мощностью 1200—1400 м сложена преимущественно черными аргиллитами. Присутствуют многочисленные прослои алевролитов и песчаников, а также прослои и пакеты фтанитоидов; встречаются отдельные потоки спилитов, слои известняков-ракушечников, пепловых туфов среднего состава и единичные пачки и пакеты, в которых яшмы чередуются со спилитами и известняками.

В разрезе формации, составленном в среднем течении р. Якенмывеем (см. фиг. 1), вскрываются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пласты спилитов (3—10 м), разделенные слоями известняков (до 1 м) и яшмово-известняковым пакетом (9—10 м). В составе последнего известняки чередуют-

ся с меньшими по мощности слоями яшм (от 2—5 до 15—20 см). Все известняки пачки сложены крупными (до 10—15 см) створками кампанских иноцерамов³ и имеют розовую, красную, иногда сиреневую окраску

40—50

2. Аргиллиты с редкими прослоями мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов (от 5—10 см до 1,5 м). Зернистые породы имеют массивное, иногда горизонтально-слоистое сложение и состоят из обломков вулканитов среднего и кислого состава, зерен плагиоклаза, реже кварца, единичных обломков силицитов, аргиллитов, хлорито-серицитовых сланцев, эпидотизированных пород. Среди минералов тяжелой фракции наблюдаются циркон, гранат, ортит, рутил, апатит, эпидот, сфен, анатаз, моноклинный пироксен, галенит, халькопирит, хромшпинелиды

200—250

3. Спилиты, перемежающиеся с массивными тонкообломочными кристалло-литокластическими туфами среднего состава (до 2—3 м) и отдельными слоями аргиллитов (0,2—1,5 м)

80—100

4. Аргиллиты с редкими слойками (до 10—15 см) и пакетами (до 1 м) фтанитоидов; присутствуют немногочисленные слои и пакеты неслоистых мелко-, средне- и крупнозернистых вулканомиктовых песчаников (от 15—30 см до 4—5 м). Состав последних такой же, как и у песчаников пачки 2

250—300

5. Частное переслаивание мелкообломочных кристалло-литокластических туфов среднего состава, мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников, алевролитов, фтанитоидов и серых известняков-ракушечников, состоящих из остатков крупных иноцерамов. Присутствуют три пакета мощностью 7—15 м, в составе которых спилиты разделены слоистыми яшмами (до 50—80 см). Туфы неслоисты, иногда обнаруживают слабо выраженное градационное сложение. Алевролиты и песчаники имеют массивную, редко горизонтальную текстуру и сложены таким же кластическим материалом, как и обломочные породы пачек 2 и 4. В яшмово-спилитовых пакетах яшмы (3—15 см) разделены тонкими слойками красных аргиллитов (до 0,5 см)

80—100

6. Яшмы (до 10—15 см) с частыми тонкими слойками красных пелитоморфных известняков (до 5—7 см); присутствует пласт спилитов (5—6)

25—35

7. Аргиллиты с отдельными прослоями мелко- и среднезернистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов (до 1—1,5 м) и пакетами чередования аргиллитов и фтанитоидов (до 7—10, редко 15—20 м); присутствуют единичные слои серых пелитоморфных известняков (0,2—0,4 м). В аргиллитах содержатся призматические слои кампанских, видимо, иноцерамов. Песчаники и алевролиты неслоисты, по составу аналогичны зернистым породам нижележащей части разреза

350—400

Мощность приведенного разреза

1100—1300 м.

Яшмово-терригенно-спилитовая (ЯТС) формация, завершающая разрез кампана, достигает мощности 1600—1900 м. Она состоит из спилитовых и яшмово-спилитовых пакетов, пачек (до 250—300 м), перемежа-

³ Определения остатков кампанской фауны, приведенные здесь и далее, выполнены Г. П. Тереховой.

ющихся с меньшими по мощности терригенными (преимущественно глинистыми) накоплениями.

Разрез формации, изученный в верхнем течении р. Якенмывеем (см. фиг. 1), имеет следующее строение (снизу вверх):

- | | Мощность, м |
|--|--------------------|
| 1. Спилиты, часто с шаровой отдельностью, разделенные единичными слоями яшм (10—30 см) | 250—300 |
| 2. Яшмово-спилитовые пакеты (25—40 м) чередуются с пакетами аргиллитов (10—30 м), содержащих редкие слои мелко-, среднезернистых вулканомиктовых песчаников и алевролитов (до 1—2 м). В яшмово-спилитовых пакетах пласты спилитов (3—7 м) перемежаются с несколько меньшими по мощности слоистыми яшмами, среди которых заключены многочисленные прослойки красных аргиллитов (до 1 см). Песчаники и алевролиты пачки обладают массивной текстурой и по вещественному составу аналогичны обломочным породам ФСТ-формации. В аргиллитах встречаются остатки крупных кампанских иноцерамов | 170—200 |
| 3. Спилиты с брекчиевой текстурой (иногда и с шаровой отдельностью) содержат редкие слои, пакеты яшм (до 2—3 м). В составе последних слои яшм (3—10 см) разделены красными аргиллитами (до 0,5 см) | 400—500 |
| 4. Аргиллиты с редкими прослоями мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников (до 2—3 м), алевролитов (0,3—1,5 м) и с единичными слоями пелитоморфных известняков (до 1—1,5 м) и фтанитоидов (5—20 см). Для алевролитов и песчаников характерны сливной облик и отсутствие слоистости. Различаясь соотношением обломков пород и минералов, они сложены тремя группами образований: 1) плагиоклаз, кварц, иногда калишпат; 2) метаморфические породы (углистые, эпидот-серпентиновые, биотитовые, двуслюдяные сланцы) и осадочные (аргиллиты, алевролиты); 3) вулканы кислого состава, содержащие красно-бурый биотит (последний в количестве до 5—10% присутствует и как самостоятельный обломочный компонент), плагиограниты, нормальные граниты, вулканы среднего — основного состава. В отличие от вулканомиктовых песчаников в тяжелой фракции полимиктовых отложений наблюдается значительное количество биотита, существенно больше циркона и ильменита, присутствует турмалин | 150—200
150—200 |
| 5. Спилиты, иногда с шаровой отдельностью | 150—200 |
| 6. Аргиллиты с прослоями алевролитов (до 1 м), реже — полимиктовых мелко-крупнозернистых песчаников (0,5—3 м). Алевролиты и песчаники по особенностям сложения и состава аналогичны обломочным породам пачки 4. В аргиллитах встречаются призматические слои иноцерамов | 200—250 |
| 7. Спилиты (10—30 м), иногда имеющие шаровую отдельность, чередуются с пакетами аргиллитов (10—40 м), содержащих остатки крупных кампанских иноцерамов, и пакетами слоистых яшм (от 1—3 м до 25—30 м). Среди аргиллитов наблюдаются редкие прослои мелко-, среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов (до 0,5—1 м). Обломочные породы обладают массивной, иногда горизонтально-слоистой текстурой и по своему минералого-петрографическому составу аналогичны песчаникам и алевролитам пачек 4 и 6. В яшмовых пакетах слои силицитов (5—20 см) разделены слоями красных аргиллитов (до 1—3 см, редко 5—7 см) | |
| Общая мощность разреза 1600—1900 м. | |

Вулканиды и силициты, являющиеся наиболее характерными компонентами рассматриваемых вулканогенно-кремнистых комплексов и составляющие их формационную основу, достаточно однотипны на всех стратиграфических уровнях и различаются лишь своей встречаемостью в тех или иных формациях (см. фиг. 2). Силициты в разрезах представлены фтанитоидами и яшмами, эффузивные породы — базальтоидами и кварцевыми кератофирами.

Фтанитоиды — практически единственный тип кремнистых пород в разрезах палеозойских ВТФ- и Ф-формаций. Они доминируют среди силицитов верхнемеловой ФСТ-формации и присутствуют в палеозойской ЯС-формации и верхнемеловой ЯТС-формации. Фтанитоиды — серые, зеленовато-серые, иногда темно-серые (до черных) или серовато-зеленые плотные стекловидные породы с неровным или раковистым изломом. Темный цвет пород в значительной степени определяется содержанием в них глинистого вещества, а зеленоватый оттенок им придает примесь хлорита. Тот или иной цвет фтанитоиды сохраняют, как правило, в пределах достаточно мощных слоистых пачек и пакетов. Породы обычно рассечены серией взаимопересекающихся прямолинейных микропрожилков, имеющих вид темных волосяных линий и заполненных кварцевым, карбонат-кварцевым, хлорит-кварцевым, реже кварц-альбитовым веществом.

Фтанитоиды состоят из мелкозернистой халцедон-кварцевой массы, содержащей некоторое количество глинистого вещества и весьма незначительную примесь органики (таблица), и представлены «чистыми» глинистыми и в меньшей мере сильноглинистыми разновидностями. Валовое содержание кремнезема в породах составляет 78—96%. Примерно в 40% шлифов фтанитоидов различимы остатки раковин радиолярий — округлые мелкие (до 0,1—0,15 мм) образования, состоящие из микроагрегатного кварца и отчетливо выделяющиеся среди окружающего еще более тонкоструктурного кремнистого матрикса. Видимые остатки радиолярий обычно немногочисленны (лишь иногда количество их достигает 20—40%) и распределены в породе весьма неравномерно. Изредка во фтанитоидах встречаются остатки кремневых спиккул губок. Абиогенный обломочный материал в породах совершенно отсутствует.

В палеозойских формациях фтанитоиды обычно образуют практически монопородные слоистые пакеты (до 5—7 м) и пачки мощностью в десятки — первые сотни метров. В этих подразделениях слои силицитов (от 1—2 до 10—15 см, редко до 50—80 см) отделены друг от друга тончайшими (доли миллиметра) резко обозначенными зелеными кремнисто-хлоритовыми пленками. Лишь в девонской части ВТФ-формации наблюдаются слоистые пакеты (до 10—12 м), в которых фтанитоиды достаточно равномерно переслаиваются (слои до 10—20 см) с обычными и кремнистыми аргиллитами, имея резкие и правильные слоевые границы. В этой же части палеозойского разреза встречена мощная пачка (400—500 м) переслаивания фтанитоидов и кремнистых аргиллитов. В верхнемеловом комплексе фтанитоиды слагают отдельные слои мощностью до 20—30 см, а также (в ФСТ-формации) пакеты и единичные маломощные пачки (2—10 м, редко до 15—20 м). В этих пакетах и пачках слои фтанитоидов (10—20 см) разделены тонкими (до 1 см) слоями аргиллитов; иногда встречается тонкая перемежаемость кремнистых и глинистых слоев. В палеозойских и верхнемеловых формациях пакеты и пачки фтанитоидов контактируют с аргиллитами, серыми известняками, базальтоидами, кварцевыми кератофирами и кремне-

обломочными отложениями; в единичных случаях фтанитоиды вверх по разрезу сменяют яшмы. Границы фтанитоидов с другими типами пород четкие и обычно правильные.

Яшмы широко развиты в палеозойской ЯС-формации и наблюдаются в разных частях верхнемелового комплекса как характерный компонент ЯТС-формации и один из элементов ФСТ-формации (см. фиг. 2). Яшмы — очень плотные твердые красные, изредка зеленые породы с раковистым или неровным изломом. Окраска яшм весьма однотипна в пределах пакетов, пачек; лишь изредка наблюдается изменение цвета пород по простиранию слоев: от красной до зеленой или черной. Иногда встречаются пятнистые зелено-красные яшмы. Красная окраска яшм связана с наличием в них чрезвычайно мелких (до 0,01 мм) глобулей гетита (гематита?); в зеленых яшмах в заметном количестве содержится хлорит. В пятнистоокрашенных яшмах иногда удается наблюдать, что участки зеленого цвета обрамляют явные трещины в породе. Это позволяет полагать, что зеленая окраска яшм хотя бы частично является вторичной. Черный цвет пород, возможно, связан с локальным увеличением содержания закисных форм железа.

Яшмы в основном сложены микрозернистым халцедон-кварцевым веществом и представлены «чистыми» и глинистыми разновидностями (см. таблицу); содержание органического вещества весьма незначительно. Почти во всех шлифах яшм наблюдаются остатки радиолярий. Обычно это округлые образования, размером до 0,35 мм, заполненные криптокристаллическим кварцем; при одном никеле они водяно-прозрачные и резко выделяются среди бурого кремнистого матрикса. В отдельных случаях наблюдаются хорошо сохранившиеся скелеты радиолярий. При неравномерном распределении в породе количество различных остатков радиолярий составляет 10—30% площади шлифа и редко достигает 40—60%. Яшмы в подавляющем большинстве случаев имеют массивную текстуру, но иногда в них встречается горизонтальная микрослоистость. Она создается за счет послойно неодинакового количества остатков радиолярий (мощность слоев до нескольких миллиметров; некоторые слои почти нацело органогенные), содержания окисного железа, а также за счет субпараллельной ориентировки тончайших кремнистых иголок, являющихся, видимо, остатками шипов раковин радиолярий. Абиогенный обломочный материал в яшмах отсутствует. Яшмы обычно образуют пакеты и пачки, в которых их слои (от 1—3 до 20—30 см) разделены красными аргиллитами; слои последних в яшмовых подразделениях ЯС-формации имеют мощность до 1—3 мм, а в яшмовых пакетах и пачках верхнемеловых формаций — от первых миллиметров до 2—3 см, а иногда до 5—7 см. Мощность таких существенно яшмовых пачек в ЯТС-формации составляет 20—30 м, а в ЯС-формации достигает 150—170 м; в ФСТ-формации встречаются лишь отдельные маломощные пакеты яшм (до 2—3 м).

В верхнемеловом комплексе яшмы наблюдаются и в ассоциации с красными известняками. При этом в маломощных пакетах (до 0,5—1 м) чередуются сантиметровые слои яшм и пелитоморфных известняков, а более мощные подразделения (до 20—30 м) состоят из известняков-ракушечников (от 20—30 см до 1 м), разделенных слоями яшм (до 10—20 см) или пакетами тонкого переслаивания пелитоморфных известняков и яшм. Слоевые границы между яшмами, красными аргиллитами и красными известняками резкие и правильные.

Яшмовые и известняково-яшмовые пакеты, пачки и встречающиеся отдельные слои яшм (до 20—30 см) заключены, как правило, среди мощных базальтоидных тел, а сами яшмовые пачки обычно содержат тела лав основного состава. И лишь в исключительно редких случаях яшмовые подразделения только подстилаются базальтоидами.

Химический состав кремнистых

Формации	Разновидности пород	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Фтани										
Ф	а	25-6	94,99	0,02	1,75	0,89	0,04	0,56	0,77	0,05
ВТФ	б	9-12	90,68	0,15	3,41	1,41	0,33	0,73	0,77	0,23
ВТФ	в	9-7/1	83,40	0,24	6,59	3,11	0,14	0,84	0,85	0,23
ФСТ	а	59-4	91,83	0,10	1,54	2,14	0,05	0,60	1,84	0,19
ЯТС	б	28-10	86,27	0,17	3,85	2,77	0,08	1,06	2,47	0,26
ЯТС	в	27-3	82,94	0,35	7,43	3,44	0,13	1,06	1,01	0,52
Яш										
ЯС	а	12-2	91,54	0,10	0,89	3,33	0,01	0,28	2,40	0,05
Ф	б	39-31	88,89	0,15	2,91	2,11	0,11	0,73	2,16	0,13
ЯТС	а	27-10	86,32	0,06	1,86	1,66	0,33	0,84	4,79	0,07
ЯТС	б	35-20	87,41	0,22	5,15	3,31	0,32	1,20	0,50	0,21
Базаль										
ВТФ		9-15	44,83	2,48	14,40	11,64	0,20	6,44	8,49	3,66
ВТФ		6-5	45,97	1,67	16,82	14,86	0,16	4,65	5,41	3,55
Ф		23-9	47,36	2,81	17,95	12,63	0,11	4,03	4,41	3,83
Ф		39-22	44,67	2,48	16,49	12,16	0,25	5,24	6,72	4,19
ФСТ		536	46,42	1,78	15,12	12,64	0,14	8,76	8,69	3,38
ЯТС		27-9	47,86	2,86	14,36	12,63	0,19	5,60	8,59	3,42
ЯТС		28-4	43,06	1,03	17,44	10,00	0,14	2,84	16,65	2,31
Кварцевый										
ВТФ		36-10	74,42	0,35	12,02	3,21	0,07	1,98	1,00	3,21

Примечание. Разновидности кремнистых пород: а — «чистые» (SiO₂ своб > 90%), б — глинистые (SiO₂ своб предложенной И. В. Хворовой [8], и равно SiO₂ общ - 1,5Al₂O₃ в пересчете на бескарбонатное вещество.

Базальтоиды⁴ доминируют среди эффузивных пород рассматриваемых вулканогенно-кремнистых комплексов и присутствуют во всех палеозойских и верхнемеловых формациях (см. фиг. 2). Базальтоиды — темно-серые, темно-зеленые, черные пятнисто-гематитизированные породы, разбитые многочисленными трещинами, поверхности которых часто представляют собой зеркала скольжения. Потоки базальтоидов имеют массивное строение, изредка встречаются шаровые лавы, в которых эллипсоидальные «подушки» размером до 1—1,5 м по длинной оси плотно прилегают друг к другу. Базальтоиды преимущественно афировые со спилитовой, реже гналопилитовой, интерсертальной, долеритовой, диабазово- и пойкилофитовой структурой основной массы. Состоят из плагиоклаза (альбит-олигоклаз; изредка олигоклаз, андезин или лабрадор), моноклинного пироксена, весьма редких псевдоморфозхлорита по оливину и стекла, сильно пигментированного гидроокислами железа и мелкими выделениями других рудных минералов. Базальтоиды претерпели региональную пропилитизацию [1], выражающуюся в преобразовании вулканического стекла в палагонит, хлорофент и хлорит, развитии карбоната по плагиоклазу и пироксену, возникновении прожилков, сложенных карбонатом, а также хлоритом и кварцем, заполнении миндалин хлорит-кварц-карбонатным агрегатом; лишь в кампанских породах совместно с вторичными карбонатом и кварцем встречаются пренит и пумпеллит.

Несмотря на структурные и минералогические различия по основным особенностям химического состава палеозойские и верхнемеловые ба-

⁴ Базальтоидам региона посвящена статья М. Л. Гельмана и О. Г. Эпштейна [1].

и вулканических пород, %

K ₂ O	P ₂ O ₅	П.П.П.	Σ	—H ₂ O	FeO	Fe ₂ O ₃	+H ₂ O	CO ₂	C _{орг}	SiO ₂ своб
------------------	-------------------------------	--------	---	-------------------	-----	--------------------------------	-------------------	-----------------	------------------	-----------------------

ТОНДЫ

0,06	сл	0,73	99,86	0,05	0,42	0,042	0,60	—	0,03	92,31
0,63	0,08	1,48	99,63	0,08	0,99	0,34	1,44	—	0,04	85,56
1,99	0,02	2,25	99,66	0,23	1,48	1,47	2,44	—	0,09	73,52
0,13	0,03	1,50	100,23	0,04	1,36	0,63	0,66	1,23	0,02	90,25
0,36	0,22	2,33	99,87	0,03	2,00	0,55	1,20	1,54	0,01	83,54
1,12	0,07	0,16	100,23	0,22	2,37	0,81	2,00	0,33	0,01	72,37

МЫ

—	0,06	1,08	99,68	0,04	0,70	2,53	0,40	1,04	0,03	92,37
0,42	0,03	2,62	100,20	0,15	1,00	1,00	1,38	1,36	0,03	85,99
0,08	0,07	4,27	100,32	0,11	0,99	0,56	0,84	3,52	0,03	90,69
1,00	0,08	1,10	100,50	0,10	1,93	1,17	1,42	0,06	0,02	79,78

ТОНДЫ

0,36	0,37	7,11	99,98	0,45	6,73	4,17	3,82	4,18	22	—
1,18	0,22	5,19	99,68	0,70	5,70	8,23	5,04	0,92	—	—
2,70	0,56	3,20	99,58	0,15	5,02	6,96	3,06	0,66	—	—
0,81	0,65	6,62	100,28	0,18	7,33	4,02	4,14	3,30	—	—
0,05	0,12	3,23	99,83	0,08	9,43	2,17	3,82	—	—	—
1,43	0,26	2,68	99,88	0,20	5,77	6,13	2,42	0,77	—	—
0,06	0,05	6,85	100,43	0,09	2,62	7,29	4,98	2,30	—	—

кератофир

1,96	0,05	2,15	100,50	0,16	2,16	0,81	2,09	0,79	—	—
------	------	------	--------	------	------	------	------	------	---	---

== 75—90%, в — сильноглинистые (SiO₂ своб = 50—75%). Содержание SiO₂ своб вычислено по методике. Химические анализы выполнены в центральной лаборатории ПГО «Севостгеология».

зальтоиды достаточно однотипны — принадлежат к натриевому типу и обогащены титаном (см. таблицу), что при наличии плагиоклаза низких номеров считается важнейшими признаками спилитов⁵. Базальтоиды образуют как отдельные потоки (до 5—10 м) среди различных осадочных пород, так и весьма мощные (до 150—200 м) тела, которые или включают слои, пакеты осадочных образований, или являются полностью монопородными; в последнем случае внутреннее строение базальтоидных тел, как правило, неразлично.

Кварцевые кератофиры, содержащиеся в девонской части ВТФ-формации, — светло-серые сливные породы с отчетливо видимыми вкраплениями кварца (первые миллиметры). Для фенокристаллов кварца характерна бипирамидальная форма, края кристаллов имеют заливообразные углубления. Структура основной массы пород — микропойкилитовая, какие-либо фемические минералы отсутствуют. Химический состав пород приведен в таблице. Кварцевые кератофиры образуют отдельные потоки (до 10—15 м) и пачки (30—50 м) и ассоциируют с аргиллитами, фтанитоидами.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Вулканогенно-терригенно-фтанитоидная формация. Слагающие ее морские отложения возникли, видимо, в разной батиметрической обстановке. Нижнекаменноугольные осадки, среди которых широко разви-

⁵ Именно в связи с тем, что типичные спилиты доминируют среди пород основного состава, при описании вулканогенно-кремнистых формаций все базальтоиды несколько условно именуются спилитами.

ты песчано-глинистые образования с многочисленной и разнообразной бентосной фауной, накапливались в условиях глубин, не превышавших, очевидно, первые сотни метров. Однотипность и хорошая сохранность органических остатков, заключенных в нижнекаменноугольных песчаниках, алевролитах и аргиллитах показывает, что все эти отложения сформировались в близкой батиметрической обстановке за счет деятельности единого «гидрогенного», по В. В. Лонгинову [5], фактора. Девонские осадки, среди которых исключительно редки карбонатные образования, возникли, вероятно, в условиях больших глубин. Обломочные терригенные отложения, залегающие внизу девонского разреза (пачка 2 гольцовской толщи), обладают теми признаками, которые рядом исследователей [10, 11] считаются характерными для контуритов: преимущественно алевроито-мелкопесчаный состав, массивное сложение, резкие слоистые границы, мощность, не превышающая 10—20 см.

Несмотря на очевидные различия батиметрических условий, обстановка накопления девонских и каменноугольных отложений во многом была однотипна. Для нее характерно интенсивное развитие в бассейне кремнийсодержащей микрофауны при слабом в целом поступлении терригенных, карбонатных и вулканогенных продуктов. В связи с этим в морском водоеме формировались многочисленные слои, пакеты и пачки серых фтанитоидов. Накопление силицитов происходило пульсационно, чем обусловлено возникновение слоев фтанитоидов, разделенных кремнисто-хлоритовыми пленками и маломощными прослоями глин. Время от времени поступление терригенного материала существенно усиливалось, и кремненакопление сменялось терригенным осадкообразованием, в ряде случаев благоприятным для массового развития карбонатконцентрирующего биоса. Формировались глины с прослоями алевроитов, песков и даже гравийников. В средне-позднедевонскую эпоху в морской водоем поступали продукты выветривания древней вулканической суши, а позднее — материал, сносившийся с поднятий, которые были сложены кремнисто-вулканогенными породами. Весьма эпизодически возникали условия, способствовавшие формированию слоев известняков. Осадочный процесс изредка нарушался локальными излияниями лав основного, реже кислого состава. За счет эруптивной деятельности, видимо, недалеких вулканических центров возникали единичные слои пепловых туфов, отличающихся плохой сортировкой пирокластиков.

Яшмово-спилитовая и фтанитоидная формации. Для отложений обеих формаций обстановка формирования была, вероятно, в значительной мере сходной. В том и другом случае происходило исключительное накопление кремнистых илов и лав основного состава. Терригенный материал представлен лишь глинистой примесью, содержащейся в силицитах, а карбонатное вещество наблюдается только в составе редких слоев известняков — единственного для этих формаций типа некремнистых осадков. Исключительная бедность разрезов карбонатными образованиями может, видимо, рассматриваться как свидетельство глубоководности условий седиментации (глубины, вероятно, в основном были ниже уровня карбонатной компенсации). Сами известняки возникли, очевидно, двумя способами. Известняки ЯС-формации, которые состоят из остатков мелких фораминифер (до 1—2 мм) и имеют массивное сложение, резкие слоистые границы и мощность 1—4 м, относятся к отложениям зерновых потоков — осадкам, первоначально возникшим на меньших глубинах, а затем перемещенным вниз по уклону дна под действием гравитационных сил. Криноидные известняки ЯС-формации, сложенные остатками морских лилий размером до 2—3×7—12 см, и мощный известняковый горизонт (40—50 м) Ф-формации, который содержит остатки крупных фораминифер (5—7 мм), а также брахиопод, сформировались, по-видимому, в те отрезки времени, когда поверхность дна на данном участке оказывалась выше уровня карбонатной компенсации. Это могло

происходить в случае эпизодических поднятий морского дна или, что кажется более вероятным, в результате изменения физико-химических параметров придонных вод. Последнее обстоятельство (в частности, изменение мощности слоя холодной придонной водной массы) как возможный механизм колебания критической глубины карбоната накопления рассматриваются Н. С. Скорняковой с соавторами [6], а также М. В. Кленовой и В. М. Лавровым [4]. Если обратиться к мощному известняковому горизонту Ф-формации, то преобладание тетических форм над бореальными в его составе [7] может, вероятно, трактоваться как определенное указание на изменение гидрологической обстановки в бассейне седиментации — некоторое повышение температуры придонных водных масс, в результате которого отдельные положительные формы рельефа дна оказались выше уровня карбонатной компенсации.

Если обстановки образования отложений ЯС-формаций и Ф-формаций сходны между собой по условиям глубинности и характеру питания водоема осадочным материалом, то по проявленности процессов подводного вулканизма они весьма различны. В результате интенсивной вулканической и, видимо, поствулканической деятельности среди силицитов ЯС-формации преимущественное развитие получили обогащенные окисным железом яшмы; с последними ассоциируют и красные аргиллиты.

Осадки пермской Ф-формации образовались в обстановке слабо проявленного местного подводного вулканизма и представлены почти исключительно серыми радиоляриевыми илами. В пермскую эпоху в седиментационном бассейне на непродолжительное время возникли внутренние (вероятно, надводные) поднятия, в пределах которых разрушались главным образом фтанитоиды. В обстановке активного гидродинамического режима обломки пород окатывались, а затем поступали в более глубокие части водоема, где формировали слои кремнеобломочных пород. Наличие массивных гравелитов среди последних позволяет полагать, что пачки кремнеобломочных отложений сформировались под влиянием «водородных», по В. В. Лонгинову [5], факторов.

Фтанитоидно-спилитово-терригенная и яшмово-терригенно-спилитовая формации. Во время образования отложений верхнемеловых формаций обстановка седиментации в основном определялась поступлением в морской водоем вулканогенных и терригенных продуктов. Накопление кремнистых и карбонатных осадков — характерный, но второстепенный элемент процесса формирования отложений. Образование осадков происходило, по-видимому, в условиях сравнительно небольших (неритовых?) глубин. Об этом, на наш взгляд, свидетельствует достаточно частая встречаемость в разрезах остатков крупных толстостворчатых иноцерармов, которые то «вкраплены» в терригенные (глинистые) осадки, то образуют самостоятельные ракушняковые слои (до 1 м) и достаточно мощные существенно известняковые пачки (до 20—30 м). Терригенные продукты, накапливавшиеся в морском водоеме в виде слоев глин, в меньшей мере — алевроитов, песков и изредка гравелитов, сначала поставлялись древней вулканической сушей, а затем областью преимущественного развития терригенно-метаморфических и кислых изверженных пород. Вулканические явления, происходившие в бассейне седиментации, запечатлены в разрезах главным образом в виде потоков лав основного состава, залегающих среди осадочных образований. Базальтоиды, изливавшиеся на дно водоема, в одних случаях образовывали монолитные тела, в других приобретали ярко выраженную шаровую отдельность.

Для времени формирования отложений ФСТ-формации характерно преимущественное накопление глинистых илов, среди которых возникали отдельные прослои алевроитов и песков (часто известковистых). В отдельные периоды, когда ослаблялось поступление терригенной взвеси, происходило, очевидно, интенсивное развитие радиоляриевой фауны

и возникали слои кремнистых илов. Изредка, но только в непосредственной связи с проявлением местной подводной эруптивной деятельности за счет вулканогенного выноса железа формировались слои красных радиоляриевых илов, красных аргиллитов и известняков. Чрезвычайно редко на дне бассейна отлагались прослои хорошо сортированных тонких пеплов среднего состава — продуктов извержений, видимо, далеких вулканических центров.

Для ЯТС-формации характерно доминирование продуктов вулканических излияний над осадочными образованиями. Последние — пачки глины с прослоями алевроитов, песков, известняков и пачки кремнистых илов — возникали лишь во время отсутствия местной эффузивной деятельности. Процессы, сопровождающие интенсивный подводный базальтоидный вулканизм, привели к тому, что среди силицитов основное развитие получили яшмы; в ассоциации с последними возникли красные известняки и красные аргиллиты. Встречающаяся частая перемежаемость кремнистых и карбонатных слоев могла быть, вероятно, обусловлена многократной изменчивостью физико-химических параметров придонных водных масс.

ВЫВОДЫ

Несмотря на различия в строении и составе, рассматриваемые палеозойские и верхнемеловые формации характеризуются одной основной особенностью, которая свойственна эвгеосинклинальным комплексам многих других регионов (сведения о них содержатся в работах И. В. Хворовой [8], А. И. Жамойды [2] и др.), в той или иной мере проявленным общим сонахождением кремнистых пород и лав основного состава.

Силициты изученных вулканогенно-кремнистых формаций представлены двумя группами образований: серыми фтанитоидами и красными яшмами. В главных чертах своего сложения палеозойские и верхнемеловые кремнистые породы обнаруживают значительное сходство; характерными компонентами силицитов являются различные остатки радиолярий, что позволяет полагать существенно органогенную природу этих отложений.

Несмотря на общность многих литологических особенностей, яшмы и фтанитоиды наблюдаются в разных породных ассоциациях. Серые радиоляриевые илы постоянно перемежаются с самыми разными типами пород: вулканитами основного и кислого состава, пепловыми туфами, серыми известняками, аргиллитами, кремнеобломочными отложениями; в единичных случаях фтанитоиды вверх по разрезу сменяют яшмы. В противоположность этому яшмы наблюдаются лишь в теснейшей ассоциации с телами базальтоидов и залегают или между потоками лав, или на них. Таким образом, в вулканогенно-кремнистых формациях восточной части Корякского нагорья состав силицитов и характер слагаемых ими породных ассоциаций обнаруживают все те особенности, которые выделены И. В. Хворовой [9] как типичные для эвгеосинклинальных кремнистых образований.

Изученные палеозойские и верхнемеловые силициты сформировались в определенном диапазоне палеогеографических обстановок. В палеозое батиметрические условия менялись от сравнительно мелководных (каменноугольная часть ВТФ-формации) до глубоководных (девонская часть ВТФ-, ЯС- и Ф-формации), а в позднем мелу они снова становятся сравнительно мелководными. Разный характер имели и питающие провинции. В палеозое источниками сноса являлись то древняя вулканическая суша (ВТФ-формация), то поднятия, сложенные кремнисто-вулканогенными образованиями (ВТФ-формация) и литифицированными фтанитоидными толщами (Ф-формация). В позднемеловую эпоху в бас-

сейн седиментации поступал сначала вулканомиктовый материал. (ФСТ-формация и низы ЯТС-формации), а затем полимиктовый (верхи ЯТС-формации). Резкие слоевые границы палеозойских и верхнемеловых кремнистых пород с аргиллитами и известняками, а также отсутствие в силицитах обломочного терригенного и сингенетического карбонатного материала показывают, что образование кремнистых осадков всякий раз происходило в условиях резкого ослабления поступления терригенных продуктов и прекращения привноса карбонатного вещества. Именно поэтому накопление мощных кремнистых толщ (ЯС- и Ф-формации) протекало в глубоководной обстановке (вероятно, ниже уровня карбонатной компенсации) при минимальных темпах поступления тонкого (исключительно глинистого) терригенного материала.

Переменяемость серых фтанитоидов с разными типами пород показывает, что формирование этих силицитов было обусловлено лишь общими особенностями палеогеографических обстановок, в которых возникли палеозойские и верхнемеловые эвгеосинклинальные комплексы восточной части Корякского нагорья. В то же время тесная, устойчивая пространственная связь ямш (и ассоциирующих с ними красных аргиллитов и красных известняков) с вулканитами основного состава свидетельствует о несомненном влиянии вулканизма на процессы формирования этих отложений. Литологические и седиментологические особенности изученных силицитов подчеркивают универсальность общих закономерностей эвгеосинклинального кремненакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 41—53.
2. Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972, 243 с.
3. Изуменищев С. П., Мизович И. М., Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. О двух эпохах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 406—409.
4. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1976, 456 с.
5. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.
6. Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 148—173.
7. Терехова Г. П., Эпштейн О. Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 132—135.
8. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 9—136.
9. Хворова И. В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и некоторые вопросы его эволюции.— В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 68—74.
10. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 3—23.
11. Damuth I. E., Kumar N. Late Quaternary depositional processes on continental rise of Western North Atlantic and implication for reservoir-rock distribution.— AAPG Bul., 1975, v. 59/11, p. 2172—2181.

ВНИИМОРГЕО,
Рига

Поступила в редакцию
13.VIII.1979

УДК 551.3.051 : 551 (76+77) (571.64)

ДИНАМИКА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА САХАЛИНЕ

ИЛЬЕВ А. Я., ЗАХАРОВА М. А., ШЕРЕМЕТЬЕВА Г. Н., КОРНИЛОВА Р. М.

На основе обобщения данных о литогенетических, биофациальных и стратиграфических особенностях верхнемеловых, кайнозойских образований Сахалина прослеживается динамика осадконакопления в рассматриваемый отрезок времени. Обсуждается положение бассейнов седиментации их пространственное и временное распространение. Определяются основные поставщики обломочного и вулканогенного материала. Устанавливаются глубины бассейнов седиментации на основных этапах развития структуры Сахалина. Оценивается характер колебательных и тектонических движений, обусловивших широкий спектр осадочных и вулканогенно-осадочных образований.

Настоящая статья основана на сведениях о литофациальных особенностях и биостратиграфии верхнемеловых и кайнозойских отложений, полученных в результате многих исследований [1—8]. В процессе выявления этапов осадконакопления и реконструкции палеогеографических обстановок авторы использовали литогенетический анализ, геохимические критерии, изучение текстурных, структурных и других особенностей пород разреза.

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Верхнемеловые отложения в пределах Сахалина распространены достаточно широко, занимая почти $\frac{1}{4}$ его площади. Наиболее крупный участок (так называемое Главное меловое поле) расположен на западном побережье, от р. Виахту на севере до широты г. Южно-Сахалинска на юге, на п-ове Крильон. На северном Сахалине выходы мела имеются в горах п-ова Шмидта. При поисковом бурении установлено наличие верхнемеловых образований под чехлом неогенового комплекса, значительная площадь развития которых находится в Восточно-Сахалинских горах, на полуостровах Терпения и Тонино-Анивском (фиг. 1). В позднемеловую эпоху на территории Сахалина существовали два относительно разнородных бассейна осадконакопления: Хоккайдо-Сахалинский, протягивающийся от Хоккайдо вдоль западного Сахалина, и Восточно-Сахалинский, занимающий восточную окраину Сахалина и прилегающую часть Охотского моря. Эти прогибы представляли собой интрагеосинклинали [9], возникающие в результате позднемеловой складчатости на месте палеозойско-мезозойской эвгеосинклинали, разделенные продольной интрагеоантиклиналью (Шмидтовский, Восточно-Сахалинский, Сусунайско-Анивский реликтовые антиклинории). Пачка флишoidного переслаивания пород в основании изученного разреза отражает преемственность условий осадконакопления, возникших в предыдущее время (альб, айская свита). Отложения сеномана и турона представляют собой единый седиментационный цикл осадков (гиляцкая се-

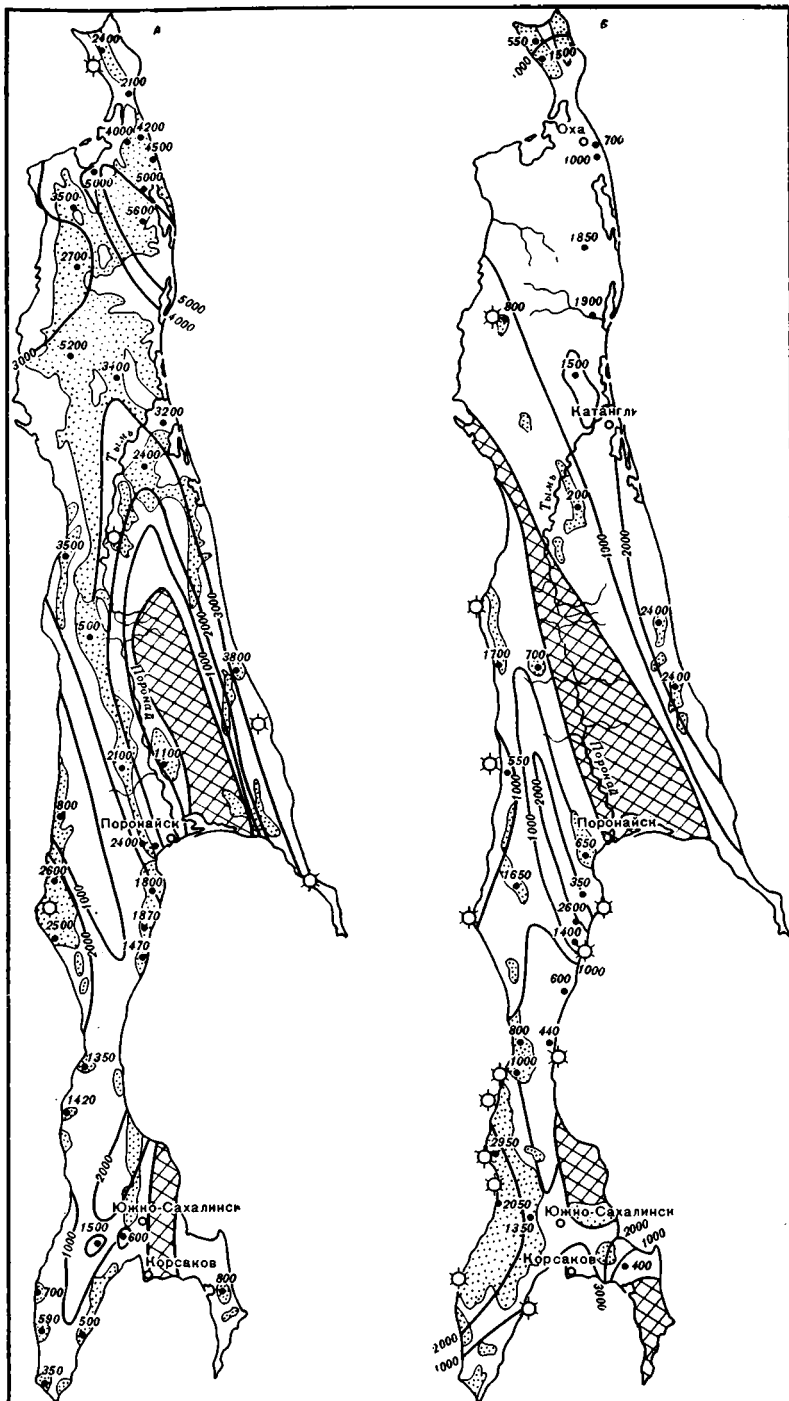
рия)¹. Начало сеноманского времени совпало с развитием крупной трансгрессии, достигшей максимума в раннем туроне (таблица).

В раннесеноманское время (низы найбинской свиты и ее аналоги) в южных районах Хоккайдо-Сахалинского бассейна накапливались алевроито-песчаные и глинисто-песчаные образования. В центральной части Главного мелового поля разрез сложен алевролитами и песчаниками примерно в равных соотношениях, с редкими прослоями туфогенных разностей. В северной части прогиба, где обстановка была более мелководной, разрез представлен грубозернистыми образованиями. В верхнесеноманское время (верхи найбинской — низы быковской свиты) трансгрессия охватывает большие площади; распределение осадочного материала сохраняет в целом преемственность, но заметно преобладание тонкозернистых осадков. На северных участках сохраняется обстановка мелкого моря с широкой приливно-отливной зоной, где накапливались песчано-алевритовые осадки с прослоями углистых алевролитов. В верхней части разреза (Александровский район), кроме углистых прослоев и пород с растительным детритом, отмечаются пласты и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, выдержанных на большом расстоянии. На п-ове Шмидта в нижней части разреза развиты псефитопсаммитовые агломератовые туфы, туфогенные и граувакковые песчаники, сменяющиеся слоистыми аргиллитами и алевролитами. В пределах Тонино-Анивского п-ова отлагались алевроиты и глины с тонкими прослоями песков. Вниз по разрезу наблюдается опесчанивание пород; в основании его лежит 50-метровая пачка туфогенных песчаников (найбинская свита). В сеномане на Сахалине существовал нормальный морской режим. Глубины моря изменялись в значительных пределах — от нижней сублиторали до приливно-отливной зоны; причем наиболее «мористые» образования характерны для южных районов. Подтверждением этому служат многочисленные находки тонкостенной фауны иноцерамов и аммонитов; севернее толщина стенок раковин моллюсков в породах заметно увеличивается [1].

Трансгрессивный режим сохраняется и в раннем туроне. Комплекс крупного переслаивания песчаных и алевроито-глинистых пород сменяется толщей существенно глинистых образований (быковская свита и ее аналоги), выдержанной на значительной площади развития верхнемеловых отложений. В Макаровском районе алевроито-глинистые породы включают многочисленные крупные конкреции мергеля и прослои песчаника. В северной части Главного мелового поля существовали более мелководные условия, поэтому увеличивается количество пластов песчаников, встречаются прослои конгломератов. В сеноман-туронское время Хоккайдо-Сахалинский бассейн седиментации испытывал более глубокое погружение, чем Восточно-Сахалинский (в последнем осадконакопление установлено только в пределах п-ова Шмидта). В поздне-туронское — раннеконьякское время (средняя часть быковской свиты) произошла регрессия, что нашло отражение в формировании песчаной толщи осадков. В этот период существовали резко различные условия седиментации в разных частях бассейнов. В южной части сохранялась обстановка раннетуронского времени и литофациальный комплекс имел много общего с нижележащими породами (низы быковской свиты и их аналоги).

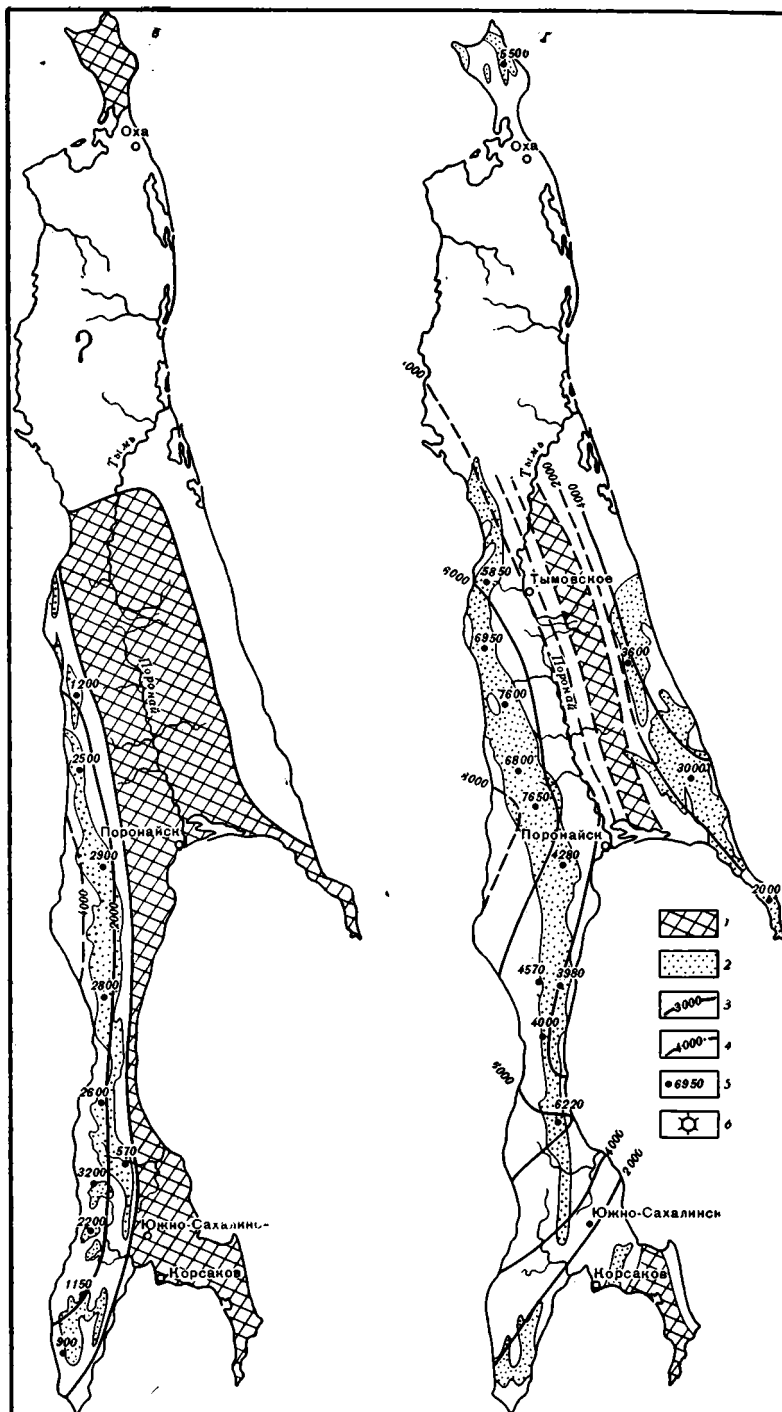
В центральной и особенно в северной частях Главного мелового поля существовали прибрежно-морские условия с периодическим угленакоплением. В Александровском районе преобладают песчаники, в нижней части переслаивающиеся с алевролитами, а в верхней — вмещающие пласт каменного угля. В основании разреза залегают пачки конгломе-

¹ Здесь и далее авторы придерживаются стратиграфических схем, опубликованных в работе [1].



Фиг. 1. Схемы мощностей верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых образований Сахалина

Комплексы: А — средне-верхнемиоцен-плиоценовый; Б — нижне-среднемиоценовый; В — палеогеновый; Г — верхнемеловый; 1 — области денудации; 2 — области развития комплексов на поверхности; изопакиты: 3 — уверенные; 4 — предполагаемые; 5 — мощности отложений по разрезам; 6 — вулканические очаги



Фиг. 1 (В и Г)

ратов. Севернее количество конгломератов и слоев каменного угля увеличивается. Южнее разрез сложен плотными грубозернистыми иногда гравелитистыми песчаниками с включением остатков растений и неокатанных обломков алевролитов. На крайнем юге распространены алевролиты, в верхней части разреза присутствуют песчаники (средняя под-

Схематический разрез и характер колебательных движений в мезо-кайнозойе Сахалина

Система	Ярус	Подъярус	Серия	Горизонт	Свита	Фаунистические зоны, слои	Характеристика колебательных движений		
							+	-	
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Помырская	Помырский	Маруямская	Сахалинская фаза складчатости <i>Siliqua costata</i>	+	—	
		Средний				<i>Fortipecten takahashii</i> , <i>Swiftopecten swiftii etchegoini</i>			
		Нижний		Такойский		<i>Pseudocardium densata</i> , <i>Echinorachnius parma</i>			
	Мноцен	Верхний	Макаровская	Окобыкайский	Курасийская	<i>Megayoldia thraciaeformis</i>	—	—	
				Сертунайский	Сертунайская	<i>Thyasira disjuncta nipponica</i>			—
				Верхнедуйский	Верхнедуйская	<i>Patinopecten subyessoensis</i> , <i>Dosinia</i>			
		Средний	Сергеевская	Чеховский	Невельско-чеховская	<i>Corbicula mgatschensis</i>	+	—	
						Алеутская фаза тектонических движений <i>Delectopecten watanabei</i>			+
				Холмский	Холмская	<i>Nuculana crassatelloides</i>			
		Нижний		Мачигарский	Аракайская	<i>Yoldia longissima</i> , <i>Y. nitida</i>	+	—	
						<i>Papyridea matschigarica</i>			
		<i>Corbicula sakhalinensis</i>							

Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Западнокамы- шевая	Лесогорский	Такарадайская	Курильская фаза тектонических дви- жений <i>Yoldia angusta</i> , <i>Laternula korniana</i> ----- <i>Thyasira pervulgata</i>	+
		Средний		Шебунинский		<i>Yoldia takaradaiensis</i> ----- <i>Nemocardium lorenzanum</i>	
		Нижний		Снежинский		<i>Spisula xenophonti</i> , <i>Linthia</i> ----- <i>Psephaea naibutiensis</i>	
	Эоцен	Верхний		Загорский	Краснопольевская	<i>Pitaria californiana</i> , <i>Solen</i> ----- <i>Ostrea agnevoensis</i>	
		Средний		Найбинский		Нижнедуйская	
		Нижний			Конгломератная	<i>Sequoia brevifolia</i> , <i>Gliptostrobus</i>	
	Палеоцен						
Меловая	Даний	Сенон	Красноярская	Синегорский	Красноярковская	Ларамийская фаза складчатости	+
	Маастрихт			Загорский		<i>Pachidiskus gollevilensis</i>	
				Сеймский		<i>Canadoceras sachalinensis</i>	
	Кампан		Широкопадин- ская	Жонкьерский	Быковская	<i>Inoceramus smidti</i>	+
	Сантон			Фирсовский		<i>Anapachidiskus naumai</i>	
	Коньяк			Леонидовский		<i>Inoceramus mchoensis</i>	
	Турон		Гиляцкая	Тымовский		<i>Inoceramus uwajimensis</i>	+
		Найбинский		<i>Jimboiceras planulatiforme</i> ----- <i>Inoceramus aff. labiatus</i>			
	Сеноман			Найбинская	<i>Inoceramus nipponicus</i>	+	
	Альб			Айская	<i>Neogastroples americanus</i>		

свита быковской свиты). В районе современных Восточно-Сахалинских гор в это время получили развитие в основном кремнистые алевролиты и яшмовидные аргиллиты с прослоями песчаников, пепловых, реже псаммитовых туфов и туффитов. Следующая крупная трансгрессия началась в позднеконьякское время и достигла максимума в сантон-раннекампанское время (средняя часть быковской свиты и ее аналоги).

Литофациальные комплексы испытывали значительные изменения, находясь в тесной зависимости от характера колебательных движений. В южной части бассейна существовали условия нижней сублиторали, которыми объясняется тонкозернистый состав осадков с соответствующим комплексом глубоководной фауны. Центральная часть, судя по преобладанию в разрезе песков с комплексом фауны верхней сублиторали, характеризовалась меньшими глубинами. Севернее преобладали литофации приморской низменности и даже предгорной равнины, сложенные грубозернистым комплексом осадков. На п-ове Шмидта к образованиям этого времени условно отнесены слабоугленосные глинисто-песчаные отложения, вскрытые скважиной Тропунской площади. Этот этап осадконакопления закончился кратковременной регрессией, в условиях которой сформировались песчаные и алевролитопесчаные литофации верхней сублиторали.

В южных районах разрез сложен алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, количество последних вверх по разрезу возрастает. Такой же разрез отмечается по восточному побережью в районе Взморья. Севернее (Макаровский район) в самой верхней части разреза залегает угленосная толща. В Лесогорско-Поронайском районе развиты алевролиты и песчаники с прослоями каменного угля. Вверх по разрезу они сменяются мощной пачкой осадков прибрежно-морского и наземного происхождения. В Александровском районе отложения представлены аргиллитами и песчаниками с прослоями каменного угля и линзовидными скоплениями гравелита. Существенно отличен разрез этого времени п-ова Терпения, сложенный переслаиванием кремнистых алевролитов с псаммитовыми и псефитовыми туфами, а в средней части — с вулканомиктовыми конгломератами. В северном и северо-восточном направлении отмечается отчетливое уменьшение крупности обломочного материала [8]. На южном участке существенную роль играют пластовые, реже секущие тела базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. В Восточно-Сахалинских горах развиты туфы и туффиты основного состава, реже среднего и кислого, содержащие прослой кремнистых алевролитов, линзы и пласты сугучно-красных и розоватых яшм. Выше по разрезу преобладают кремнистые алевролиты и аргиллиты в переслаивании с песчаниками. На п-ове Шмидта в строении разреза участвуют песчаники, алевролиты, гравелиты, дацитовые порфиры, их туфы и андезито-базальтовые порфириты, реже органогенно-обломочные известняки.

Позднекампанское время (верхняя часть быковской свиты) характеризуется началом развития новой обширной трансгрессии, достигающей максимума примерно в середине маастрихта (низы красноярковской свиты). Этот этап существования седиментационных бассейнов характеризовался специфическими чертами, отличающими его от более ранних этапов позднемеловой эпохи. В это время усилилась дифференциация региона, получил широкое развитие вулканизм, особенно в восточных областях. В сущности только начиная с этого этапа можно с уверенностью говорить о существовании двух самостоятельных седиментационных бассейнов. Осадки этой обширной трансгрессии имеют более широкое распространение — они тяготеют в основном к западной части Сахалина, но отмечаются и в Восточно-Сахалинском прогибе (от п-ова Терпения до пос. Катангли). Накопление осадков шло большей частью в мелководной, иногда прибрежно-морской обстановках, хотя литофаци-

альные комплексы значительно разнятся между собой. Наиболее глубоководная обстановка существовала в южной и центральной частях Хоккайдо-Сахалинского бассейна, где накапливались осадки песчано-алевритовой литофации средней и верхней сублиторали. Такая же обстановка наблюдалась в южной части Восточно-Сахалинского бассейна — сублитораль открытого моря, но здесь шло накопление более грубообломочного материала со значительной примесью вулканических компонентов. По-видимому, в этой части бассейна существовал вулканический архипелаг, откуда и поступал вулканогенно-обломочный материал. На большей части Хоккайдо-Сахалинского и в северной части Восточно-Сахалинского прогибов накапливались осадки алеврито-песчаной литофации верхней сублиторали. В конце раннемаастрихтского времени колебательные движения положительного знака привели к некоторому обмелению бассейнов. На фоне морского бассейна существовали различные по амплитудам небольшие области поднятий и опусканий. Как и в предыдущую эпоху, тонкозернистые осадки приурочены к южной и центральной частям Хоккайдо-Сахалинского и центральной части Восточно-Сахалинского прогиба, где располагались наиболее значительные глубины бассейнов седиментации.

Относительно слабая регрессия, не имевшая широкого размаха, сменялась трансгрессией позднемаастрихтского времени, определившей условия для накопления алеврито-глинистой литофации нижней — средней сублиторали. При этом трансгрессивный цикл, как и обычно, начинался с формирования песчаных литофаций, последовательно сменяясь глинисто-песчаной, песчано-глинистой и алеврито-глинистой литофациями с фауной от верхней до нижней сублиторали. В маастрихтское время (красноярковская свита) в южных районах отлагались в основном песчаные и алевритовые осадки с прослоями гравелитов и конгломератов, пластами туффов. Аналогичный разрез отмечается на крайнем юге (п-ов Крильон) и к северу (Макаровский район). В северных районах формировались песчаники и алевролиты явно морского происхождения. В разрезе Восточно-Сахалинских гор алевролиты и аргиллиты нередко образуют тонкое переслаивание с песчаниками, отмечаются прослойки яшм и линзы известняков. На п-ове Терпения осадки маастрихтского этапа представлены терригенными грубозернистыми образованиями, постепенно сменяющимися алевроглинистым комплексом, с накоплением исходного материала для углей и углистых аргиллитов.

Конец позднемеловой эпохи (даний — верхи красноярковской свиты) на Сахалине ознаменовался общей регрессией и денудацией накопившихся осадков в районах, которые первыми поднялись над уровнем моря. В некоторых местах в это время сохранялся остаточный седиментационный бассейн, где накапливались морские, прибрежно-морские и континентальные осадки. Такой бассейн располагался в центральной части Хоккайдо-Сахалинского прогиба — там шло накопление песчано-алевритовых осадков средней — верхней сублиторали. Севернее морские отложения сменялись образованиями приморской низменности, здесь формировались разнообразные обломочные осадки и слабые угленакпления. Крайний север представлял собой сушу, а на крайнем северо-западе располагалась, вероятно, периферийная часть Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса. Восточно-Сахалинский прогиб испытывал в это время также поднятие. В остаточном седиментационном бассейне шло накопление грубообломочных терригенно-вулканогенных осадков. В южных районах разрез представлен туффитами, туфами, алевролитами и песчаниками. На крайнем юге (п-ов Крильон) разрез сложен преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. В основании и верхней части разреза отмечаются конгломераты. Севернее (Макаровский район) развиты песчаники и алевролиты. Несколько отличный разрез наблюдается в Александровском райо-

не — здесь развиты туффыты, переслаивающиеся с туфами преимущественно среднего, редко кислого состава, полимиктовые песчаники, алевролиты с мало мощными прослоями конгломератов и пуддингов. В верхней части разреза появляются прослои углей и углистых аргиллитов. Верхнемеловой этап осадконакопления закончился мощной вспышкой вулканической деятельности и складчатостью, когда почти вся территория Сахалина вышла из-под уровня моря. Об этом свидетельствуют срезание верхних частей верхнемеловых отложений, наличие грубообломочных образований континентального генезиса и угленосных отложений промышленного значения в основании палеогенового разреза западной части Хоккайдо-Сахалинского бассейна седиментации.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Палеогеновые отложения на Сахалине достоверно установлены только в пределах западного побережья от широты г. Александровска на севере до мыса Кузнецова на юге (см. фиг. 1). К началу палеогена почти вся площадь Сахалина оказалась выведенной на поверхность и подвергалась разрушению. Вероятно, в конце дания и начале палеоцена в пределах острова существовала обстановка гористо-всхолмленной поверхности. В конце палеоцена на месте верхнемелового Хоккайдо-Сахалинского бассейна седиментации заложился геосинклинальный прогиб, смещенный относительно последнего к западу. Восточно-Сахалинский седиментационный бассейн прекратил свое существование. На схеме мощностей палеогенового времени (см. фиг. 1, В) отчетливо вырисовываются две области максимального прогибания (Лесогорско-Углегорская и Томари-Чеховская), в центральных частях которых осадкообразование, вероятно, не прекращалось и в дат-палеоценовое время. Об этом свидетельствует наличие здесь так называемых переходных слоев (каменная свита Углегорского района и синегорские слои Найбинского разреза). На остальной площади палеогеновые отложения залегают с размывом, согласно или со слабым угловым несогласием на верхнемеловых образованиях. Распределение литофаций и мощностей указывает на естественное замыкание седиментационного прогиба в северном и южном направлениях (соответственно Александровский и Невельский участки).

Палеогеновые образования представляют собой единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадков западнокамышевой серии. Накопление их произошло в условиях прибрежной низменности, связанной с мелководным полукрытым бассейном за пределами острова в палеоцене и в открытом морском водоеме — в олигоцене [1]. Основными областями сноса, постоянными на протяжении этого времени, являлись восточные поднятия (о чем свидетельствуют соответствующие векторы падений косых серий и осей галек, сходство вещественного состава пород и т. д.). Дополнительными источниками терригенного материала могли быть горные сооружения Приморья и северной части окончания прогиба. Комплекс палеогеновых пород начинается пресноводно-континентальными угленосными образованиями (конгломератная, нижнедуйская свиты), сменяющимися вверх по разрезу и латерали в южном направлении лагунно-континентальными и дельтовыми литофациями. В основании разреза на ограниченной площади (пос. Белкино-Орлово) лежит толща (до 400 м) разногалечных конгломератов. Они сложены хорошо окатанными обломками кварцевых, плагиоклазовых, ортофирировых порфиров, андезитов и порфиритов, кварцитов и яшм, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В конгломератах прослеживается пачка алеврито-песчаных пород, а также включения прослоев угля и конкреций сидерита.

Морфологические признаки характерной для этих образований косой слоистости типичны для временных водотоков. Большая насыщенность конгломератов галькой указывает на высокую динамическую активность водотоков (фации конусов выноса, руслового аллювия коротких горных рек). Породы средней части разреза представлены образованиями речных и озерно-болотных фаций (наличие углей и остатков растений, полное отсутствие фауны, низкое значение коэффициента восстановления железа). Неравномерное во времени и пространстве прогибание зоны седиментации, осложняемое колебательными движениями различного знака и амплитуды, обусловило накопление мощной (1000—1200 м) ритмически построенной толщи угленосных отложений преимущественно континентального генезиса. В верхней части разреза, увеличиваясь по мощности в южном направлении, появляются образования прибрежно-морского генезиса. В южной части бассейна (Невельский район) такие фации формировались в самом начале эоценового времени [5]. Для этого этапа накопления типично морской микробентос неизвестен. Обнаруженные фаунистические комплексы *Corbicula*, *Unio*, *Anodonta*, *Margaritifera*, *Viviparus* (лагунно-континентальные условия); *Corbicula*, *Cyrena*, *Turritella*, *Melania* (солонатоводные и прибрежно-континентальные); *Nuculana*, *Macrocallista*, *Macoma*, *Spisula*, *Scaphander* (прибрежно-морские) отражают последовательную поступательную смену восходящих движений нисходящими.

Начавшаяся с этих участков трансгрессия моря распространилась довольно широко: в пределах западного побережья острова в позднеэоценовое-раннеолигоценовое время существовал полуоткрытый окраинный морской бассейн, осадконакопление в котором происходило преимущественно в литоральной, в верхней и средней сублиторальной частях (краснопольевская свита). Песчано-глинистые отложения с пластами угля рабочей мощности сменяются крупным переслаиванием алевроито-глинистых и песчано-конгломератовых пород с остатками морской фауны (*Corbicula*, *Pitar*, *Solen*, *Spisula*, *Mya*, *Gebina* — прибрежно-морская и реже солонатоводная), иногда образующими линзовидные скопления и пласты ракушечников. Вверх по разрезу осадки становятся более тонкозернистыми, фауна менее разнообразна в фациальном отношении, но типично морского облика (*Acila*, *Nuculana*, *Portlandia*, *Venericardia*, *Thyasira*, *Tivela*). Появляются прослои глауконитовых и фосфатизированных пород (Лесогорско-Углегорский и Ильинско-Томаринский участки). Наличие в разрезе инситных фосфоритов свидетельствует об относительной тепловодности бассейна седиментации (летние температуры 20—25°С). Непостоянство мощности прослоев и содержаний в них фосфора указывает на изменчивый режим водоема на этих участках.

В средне-позднеолигоценовое время в Западно-Сахалинском прогибе почти повсеместно установились условия окраинного морского бассейна, где происходило формирование осадков нижней и средней сублиторали: песчаных и алевроито-глинистых комплексов средней сублиторали на северном и южном участках; песчано-глинистых нижней сублиторали на центральном [1]. В направлении с севера на юг и с запада на восток увеличивается роль песчаных пород. В нижней части разреза отмечаются прослои известковистых фосфатизированных пород (Чеховский район). Широко и повсеместно развиты глауконитовые породы, особенно в верхней части разреза (Томари-Чеховский, Невельский районы). Ложе бассейна унаследовало строение от предшествующего времени, увеличилась лишь скорость прогибания его дна. Однообразие литологического состава пород, прибрежно-морской и частично глубоководный комплекс фауны (*Ennucula*, *Acila*, *Yoldia*, *Malletia*, *Lima*, *Delectopecten*, *Thyasira*, *Nemocardium*, *Laternula*), тонкая горизонтальная слоистость, обогащенность пород пиритом, тонкостенность раковин свидетельствуют о спокойном гидродинамическом режиме обширного водоема.

В конце олигоцена наблюдались непродолжительные восходящие движения дна бассейна, обусловившие регрессивный тип осадконакопления. Нормальное осадконакопление осложнялось проявлением вулканизма, что вызвало поступление в водоем дополнительных масс слабо дифференцированного кластического материала вулканического генезиса (линзы и прослои преимущественно грубозернистых туфогенных образований).

НЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Неогеновые отложения на Сахалине развиты более широко, особенно в северной его части. Они имеют значительные мощности (см. фиг. 1), и с ними связаны основные промышленные скопления угля и нефти. Начиная с миоценового времени Сахалин испытывал общее погружение с интенсивным вулканизмом и расширением площадей морской седиментации. Вновь формируются два бассейна: Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский, развивающиеся на месте ранее существовавших, но со своими специфическими особенностями [1]. Западно-Сахалинский седиментационный бассейн располагался на месте палеогенового, но значительно расширился в восточном и западном направлениях; Восточно-Сахалинский — на месте палеогеновой суши, охватывая всю северную часть Сахалина и, вероятно, прилегающую часть Охотского моря. В неогеновом этапе осадконакопления по характеру колебательных движений и складчатых процессов можно выделить два подэтапа: нижне-среднемиоценовый и средне-верхнемиоценовый-плиоценовый.

Начавшийся в конце палеогена (в конце олигоцена) активный вулканизм в раннемиоценовое время достигает своего максимального развития, охватывая в основном Западно-Сахалинский прогиб. Пульсационный характер проявления вулканизма отразился на составе и распределении осадков, о чем свидетельствует чередование осадочных и вулканогенно-осадочных образований. В Восточно-Сахалинском прогибе в это время накапливались терригенные отложения. Различные условия существования и развития бассейнов обусловили набор литофациальных комплексов вулканического архипелага с фациями пестрого состава: полуоткрытого морского бассейна от литорали до средней сублиторали включительно; полуоткрытого морского залива; лагун, дельт с периодическим угленакоплением, а также прибрежной низменности, связанной с полуоткрытым морским бассейном (аракайская свита и ее аналоги). На начальной стадии развития раннемиоценового Западно-Сахалинского бассейна седиментации мелководные участки с переходом в прибрежно-морскую заболоченную низменность существовали в северных районах. Относительно глубоководные осадки формировались в центральной части прогиба, южнее фиксируется обстановка мелководья верхней — средней сублиторали.

В Восточно-Сахалинском седиментационном бассейне преобладающее развитие получила глинисто-песчаная литофация верхней и средней сублиторали, сменяющаяся к северу песчано-глинистой литофацией средней сублиторали, а восточнее — алевроито-глинистой литофацией средней и, возможно, нижней сублиторали.

В среднем миоцене (холмская свита и ее аналоги) трансгрессия продолжала расширяться, наследуя и увеличивая площади морской седиментации. Формирование осадков происходило в обстановке открытого окраинного морского бассейна, имевшего, вероятно, связь с океаном, с глубинами до верхней батии. Литофации, от грубообломочных наземных и литоральных до тонкообломочных сублиторальных и батиальных, распределялись в седиментационных бассейнах неравномерно. В восточной части Западно-Сахалинского бассейна развивались преимущественно флишевые образования, представляющие собой тонкое чередование аргиллитов алевролитов, песчаников и туфов. К западу они сменя-

лись более грубообломочными отложениями с большим содержанием вулканогенного материала. В Восточно-Сахалинском бассейне осадконакопление происходило в условиях открытого моря с глубинами до верхней батии, с литофациями: кремнисто-алеврито-глинистой нижней сублиторали — верхней батии; песчано-алевритовой вулканогенной средней сублиторали; кремнисто-алеврито-песчаной подводных поднятий; песчано-алевритовой.

Раннемиоценовый комплекс моллюсков Сахалина содержит три разнофациальные группировки: мелководно-солонатоводную *Corbicula* — *Mytilus*; морскую мелководную *Yoldia*, *Papirydea*, *Chlamys*; относительно глубоководную *Malletia*, *Yoldia*, *Thyasira*. Первые две группировки появляются на начальном этапе трансгрессии в районах значительного перерыва между неогеновыми и более древними образованиями, третья развита в относительно глубоководных отложениях бассейна, характеризующихся непрерывным накоплением (прогибанием) и постепенным изменением фауны от палеогена к неогену. В конце раннего и в среднем миоцене морские бассейны имели максимальные размеры и глубины и свободно сообщались между собой при постоянном широком разnose на большие расстояния всех плавающих моллюсков, рыб и флоры (*Delectopecten*, *Lima*, *Limatula*, диатомовые водоросли, рыбы из подотряда сельдевидных и т. д.).

Примерно с середины среднемиоценового времени трансгрессия, достигая максимума, сменилась регрессивным циклом осадконакопления. На большей части территории Сахалина происходило обмеление бассейна седиментации, исключая северную часть п-ова Крильон (Невельский район). В целом в Западно- и Восточно-Сахалинском прогибах формировались мелководные литофации грубообломочного состава, образующие флишное переслаивание с более тонкозернистыми породами (невельская свита). Существенное значение приобретают вулканогенные комплексы, на отдельных участках полностью слагающие разрез (чеховская свита). Преобладание среди литофаций грубообломочных осадков во второй половине среднего миоцена, представленных чередующимися туфоконгломератами, туфобрекчиями, песчаниками, алевритами с прослоями угля в верхней части, пластами и телами эффузивов андезито-базальтового типа, связано со значительным оживлением вулканической деятельности в условиях резко выраженного в рельефе вулканического архипелага. Проявление алеутской фазы тектонической активности, сопровождавшейся вспышкой вулканической деятельности в конце среднего миоцена (невельская свита), привело к обмелению значительной части бассейна преимущественно в средней части Сахалина. В то же время характер изменения литофациального состава осадков указывает на непрерывность их накопления в условиях мелководных морских бассейнов. На отдельных участках отмечался значительный подъем и частичная денудация образовавшихся островов. Это находит отражение и в трех разнофациальных группировках среднемиоценового комплекса моллюсков: лагунно-морская солонатоводная — *Corbicula*, *Ostrea*, *Peronidia*, *Unio*, прибрежно-мелководная — *Mytilus*, *Chlamys*, *Ostrea*; относительно глубоководная — *Nuculana*, *Malletia*, *Solemya*, *Delectopecten*.

Несмотря на заметный подъем территории в конце среднего миоцена (верхнедуйская свита) сохранялась обстановка двух бассейнов седиментации с резко дифференцированными условиями осадконакопления. В Западно-Сахалинском бассейне осадконакопление происходило в обстановке прибрежной низменности, периодически затопляемой полуоткрытым мелководным морем. Глинисто-песчаные угленосные субконтинентальные литофации восточной части бассейна западнее сменялись песчано-алеврито-глинистыми образованиями верхней сублиторали. В Восточно-Сахалинском седиментационном бассейне существовала об-

становка прибрежной низменности, обусловившая накопление континентальных и переходных к морским литофаций: песчано-глинистой угленосной и песчано-алеврито-глинистой. Начало позднего миоцена характеризуется расширением морской трансгрессии и накоплением сублиторальных алеврито-песчаных отложений в Западно-Сахалинском и восточной части Восточно-Сахалинского бассейнов. На Северо-Сахалинском участке накапливались преимущественно песчаные образования смешанного литофациального состава. Осадки Западно- и Восточно-Сахалинского прогибов формировались в условиях полуоткрытого окраинного морского бассейна с преобладанием в разрезе песчано-алевритовых образований с подчиненным количеством галечно-гравийных и углисто-глинистых пород. В северной части Восточно-Сахалинского бассейна сохранялась обстановка предшествующей эпохи — шло накопление континентальных образований на западе и морские на востоке.

В середине позднего миоцена трансгрессия получила максимальное развитие. Разрез представлен преимущественно алеврито-глинистыми и органогенными образованиями с мергелистыми конкрециями (курасийская свита и ее аналоги). В Западно- и Восточно-Сахалинском бассейнах происходило накопление сходных литофаций: кремнисто-алевритовая средней — нижней сублиторали и, возможно, верхней батиаля; алеврито-глинистая диатомовая средней — нижней сублиторали; песчано-алеврито-глинистая средней — верхней сублиторали. С юга на север отмечается уменьшение органогенной компоненты (остатки диатомовых) с одновременным увеличением размерности слагающего осадок материала. Более сложная картина существовала в пределах северной части Восточно-Сахалинского бассейна, где накопление осадков контролировалось развитием в западной части прибрежной аллювиально-дельтовой низменности, в восточной — сравнительно глубоководного морского бассейна. Позднемиоценовый комплекс моллюсков содержит две группы: фауна *Glycymeris*, *Dosinia*, *Mizuhopecten* и *Megayoldia*, *Nuculana*, *Thyasira*.

К концу позднемиоценового и, возможно, к началу раннеплиоценового времени (маруямская свита и ее аналоги) наметилось общее сокращение морских акваторий с развитием регрессивного цикла осадконакопления. Регрессия сопровождалась образованием островных сооружений, почти полным исчезновением глубоководных зон моря, извержениями лав. В отдельных краевых зонах бассейнов завершающими были лагунно-континентальные условия. Резко дифференцированный характер колебательных движений уничтожил границы разделов между бассейнами седиментации, обусловив многообразие зон накопления и размыва. Во всех зонах осадконакопления преобладала алеврито-глинисто-песчаная литофация средней — верхней сублиторали с отчетливой грубой размерностью слагающего материала. Раннеплиоценовый комплекс моллюсков содержит прибрежно-морскую фауну *Acila*, *Liocyma*, *Chione*. Как и в регрессивных отложениях предшествующего цикла седиментации, в раннеплиоценовую фаунистическую ассоциацию входят более древние моллюски широкого возрастного диапазона: в относительно глубоководных фациях *Acila*, *Ennucula*, *Nuculana*. К концу регрессии возникли островные сооружения, размыв которых в среднеплиоценовое время способствовал накоплению мощных толщ грубообломочных отложений в северных районах. В южных поднятия были незначительны, обусловив более тонкозернистый состав осадков, отвечающий литофации средней — верхней сублиторали и субконтинентальной.

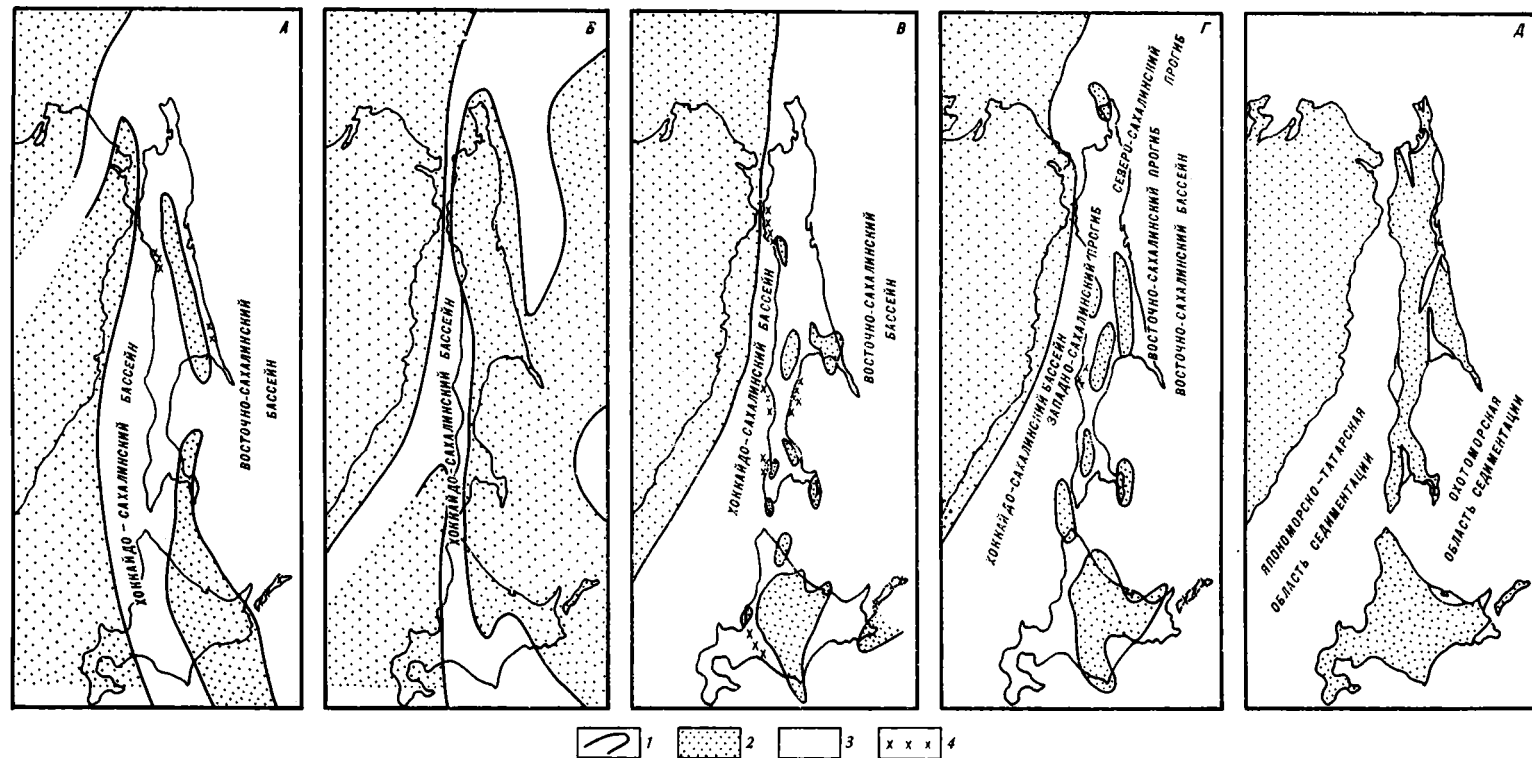
Средне-позднеплиоценовый цикл осадконакопления был завершающим в регрессивном этапе формирования осадочных толщ Сахалина. На большей части ранее существовавших бассейнов седиментации формировались поднятия, наблюдалось общее обмеление моря с образованием отдельных отшнурованных замкнутых и полузамкнутых водоемов.

Последнее создало условия для накопления отложений смешанного характера, взаимно сменяющих друг друга по разрезу и площади. В фаунистических комплексах этого времени почти повсеместно распространены относительно холоднолюбивые группировки, аналогичные современным арктическо-бореальным и бореальным в Охотском и северной части Японского морей: *Serripes*, *Clinocardium*, *Liocyma*, *Macoma*, *Spisula*, *Mya*, *Cryptomya*. О некоторой тепловодности бассейнов, по всей вероятности, связанной с теплыми шельфовыми течениями, свидетельствуют локально распространенные мелководные моллюски *Arca*, *Anadara*, *Chione*, *Pitar*, *Papyridea*, *Macra* (*Pseudocardium*), *Dentalium*. Основным типом образований являются песчано-галечная и глинисто-углисто-песчаная литофации прибрежного мелкого моря, лагун, заливов, мелководья. Отмечаются грубообломочные фации вулканических построек и надводных излияний, в меньшей степени — прибрежных низменностей.

ВЫВОДЫ

Сказанное выше позволяет сделать заключение, что в позднемеловое время в пределах Сахалина существовали два связанных между собой седиментационных прогиба (фиг. 2). Хоккайдо-Сахалинский прогиб оканчивался в северной части Татарского пролива, и в нем накапливались тонкозернистые осадки нижней и средней сублиторали. Северная и центральная части бассейна представляли собой периодически осушающийся морской залив, в котором происходило формирование угленосных толщ. В Восточно-Сахалинском прогибе отмечалось большее прогибание и проявление вулканизма. На границе мела и палеогена на Сахалине произошло поднятие, в большинстве районов сопровождавшееся складчатостью. Это обусловило отсутствие или сокращение разреза верхнесенонских отложений на некоторых участках западного побережья. В раннем — среднем палеогене на большей части Сахалина продолжались поднятия, интенсивность которых постепенно убывала. В юго-западных районах накапливались вначале грубообломочные континентальные, а затем и более тонкозернистые морские осадки. В это время существовал только первый из названных выше прогибов (см. фиг. 2). В северной части его шло интенсивное угленакопление. Здесь в конце эоцена — начале олигоцена формировались преимущественно литоральные фации, на южных участках — фации сублиторали. В позднем палеогене погружение распространялось на значительную территорию. Не исключено, что осадконакопление началось и на некоторых участках Северного и Восточного Сахалина.

На границе палеогена и неогена на Сахалине проявился андезитовый вулканизм, возник ряд вулканических островов, вблизи которых формировались вулканогенно-осадочные толщи от наземных литоральных до морских батинальных. Ранне-среднемиоценовая трансгрессия распространилась почти на весь Сахалин. Формировались относительно глубоководные кремнисто-глинистые осадки (холмская свита), а несколько позже на юго-западе образовался особый прогиб, в котором накопилась мощная толща относительно мелководных грубообломочных литофаций с пачками флишoidных образований (невельская свита). Среднемиоценовая фаза вулканизма, проявившаяся локально, привела к формированию грубообломочных вулканогенно-осадочных комплексов (чеховская толща). На Северном Сахалине в это время наметилась дифференциация прогиба на северо-восточную глубоководную часть и западную краевую с преобладающим накоплением континентальных и мелководных терригенных толщ. В позднем миоцене — плиоцене дифференциация Западно- и Восточно-Сахалинского прогибов усилилась, локально проявился вулканизм (см. фиг. 2). В конце плиоцена на Са-



Фиг. 2. Распределение бассейнов седиментации в мезозойско-кайнозойский период на Сахалине

А — верхний мел; Б — палеоген; В — нижний — средний миоцен; Г — средний — верхний миоцен — плиоцен; Д — квартар; 1 — границы бассейнов; 2 — области денудации; 3 — области седиментации; 4 — проявления вулканизма

халине развитие седиментационных бассейнов завершилось общим поднятием и созданием континентальной обстановки, очертания острова стали близки современным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жидкова Л. С., Мишаков Г. С., Неверова Т. И., Попова Л. А., Сальников Б. А., Сальникова Н. Б., Шереметьева Г. Н. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974, 52 с.
2. Захарова М. А. Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск: Наука, 1973, 108 с.
3. Захарова М. А., Шереметьева Г. Н. Литолого-стратиграфическая характеристика неогеновых отложений южной части Сахалина.— В кн.: Геохимия осадочных образований юга Сахалина. Владивосток, 1976, с. 5—29.
4. Ильев А. Я., Захарова М. А., Шереметьева Г. Н. Этапность развития палеогеновых фаунистических комплексов Южного Сахалина.— В кн.: Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток, 1977, с. 59—62.
5. История палеогенового угленакопления на территории Сахалина.— Изд-во АН СССР, М.— Л., 1963, 164 с.
6. История неогенового угленакопления на территории Сахалина. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1964, 218 с.
7. Корнилова Р. М. Меловые вулканогенно-осадочные образования Западно-Сахалинских гор (Александровский район).— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974, с. 34—42.
8. Литвиненко А. У., Долганова П. С., Корнилова Р. М., Шутова Г. С. Геохимические условия образования терригенных и пирокласто-терригенных формаций верхнего мела на Западном Сахалине.— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974, с. 237—246.
9. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970, 170 с.

Сахалинский комплексный
научно-исследовательский
институт ДВНЦ АН СССР,
с. Новоалександровск
Сахалинской области

Поступила в редакцию
6.VII.1979

УДК 553.1 : 533(31+32) (571.6)

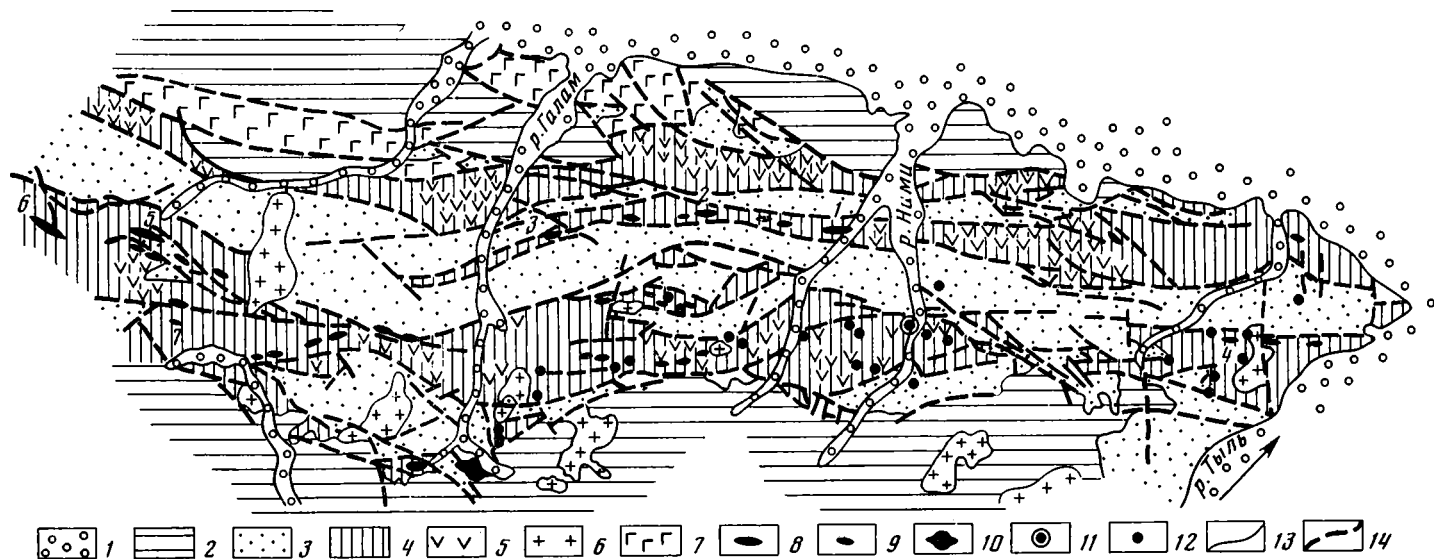
**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
РУД ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА**
(на примере Западного Приохотья)

ПАНСКИХ Е. А., КУЛИШ Л. И.

На примере Ланско-Джагдинского раннегеосинклинального прогиба рассмотрены основные закономерности локализации и палеофациальные условия накопления вулканогенно-осадочных руд железа и марганца, генетически связанных со слабо дифференцированным инициальным базитовым вулканизмом. Железо, марганец и кремний поступали в бассейн седиментации в одних порциях растворов, отщепление которых происходило в начальный период тектонической стабилизации вулканически активных областей. Железные и марганцевые руды являются членами единого дифференциационного ряда вулканогенно-осадочного породообразования. Седиментация железистого осадка происходила в относительно глубоководной обстановке в области сочленения пирокластических и хемогенных фаций.

В настоящее время в геологии утвердилось новое научное направление, изучающее явления вулканогенно-осадочного рудогенеза. Связь месторождений ряда полезных ископаемых с вулканической деятельностью доказана на многочисленных примерах и сомнений не вызывает. Актуальными становятся вопросы выявления закономерностей размещения руд в конкретных областях палеовулканизма, их приуроченности к определенным палеофациальным обстановкам осадконакопления, что имеет важное значение для прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Цель данной статьи — выявление закономерностей размещения в древнем эвгеосинклинальном трое железных и марганцевых руд. Железо и марганец являются типоморфными элементами вулканогенных областей. В Западном Приохотье, на северо-восточной оконечности Амуро-Охотской складчатой системы в пределах Ланско-Джагдинского раннегеосинклинального прогиба широко развиты вулканогенно-осадочные толщи раннего палеозоя спилито-диабазовой формации. Три обособленные полосы ее выходов, разделенные терригенными образованиями среднего и верхнего палеозоя, имеют различный состав (фиг. 1), в связи с чем нами выделяется две подформации, или градации (в понимании И. В. Хворовой): карбонатно-вулканогенная и терригенно-вулканогенно-кремнистая. Первая практически безрудна, а во второй локализованы многочисленные месторождения и проявления железных, марганцевых руд и фосфоритов.

Отложения карбонатно-вулканогенной градации развиты преимущественно в северной полосе выходов спилито-диабазовой формации вдоль северо-западного края Ланско-Джагдинского прогиба и северо-восточной части промежуточной полосы (фиг. 1, 2). По-видимому, они фиксируют древнюю островную дугу. От расположенных севернее архейских (?) анортозитов, габброидов и ультрамафитов Баладекского комплекса отложения формации отделены Улигданской системой глубинных разло-

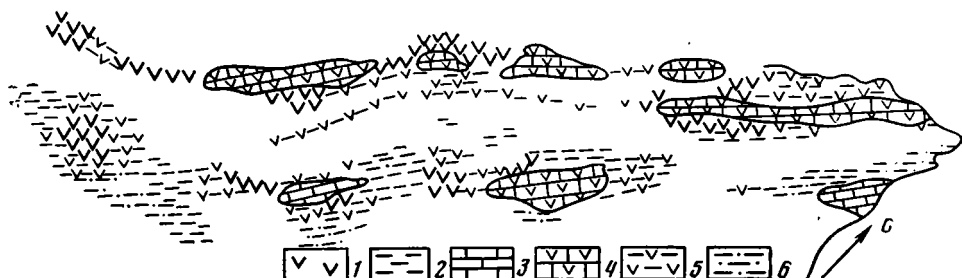


Фиг. 1. Схема геологического строения Ланско-Джагдинского прогиба (составлена по материалам Ю. А. Мамонтова, Ю. И. Щербины, Г. В. Роганова, А. В. Махинина, Ф. Кислякова и наблюдениям авторов)

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские терригенно-вулканогенные отложения; 3 — средне- и верхнепалеозойские преимущественно терригенные отложения с прослоями и линзами основных вулканитов, яшм, известняков; 4 — нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения спилит-диабазовой формации; 5 — основные эффузивы и туфы в составе нижнепалеозойских отложений; 6 — интрузивные породы мезозойского возраста (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, монзониты, габбро); 7 — интрузивные породы докембрийского Баладекско-

го комплекса (габбро, габбро-анортозиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты, амфиболиты); железные руды: 8 — месторождения, 9 — проявления; 10 — Галамское железорудное месторождение; марганцевые руды: 11 — Ир-Нимийское месторождение, 12 — проявления; 13 — геологические границы; 14 — тектонические нарушения. Цифрами на схеме обозначены месторождения железных руд: 1 — Ирское, 2 — Мильканское, 3 — Джалминское, 4 — Тайканское, 5 — Гербиканское, 6 — Курумское, 7 — Итматинское

мов. В третьей, южной полосе нижнепалеозойских отложений выходы карбонатно-вулканогенной градации фрагментарны. Градация сложена палеотипными базальтоидами, измененными пирокластическими породами, туффитами, известняками. В подчиненном количестве присутствуют яшмы, алевролиты, песчаники. Известняки светло-серого и серого цвета, тесно связанные с вулканитами, образуют небольшие тела мощностью до десятков метров. Органические остатки в них встречаются редко и представлены водорослями и микрофитолитами, но в бассейне р. Галам известны археоциатовые сооружения [3]. В междуречье Ира и Ними (см. фиг. 1, 2) карбонатные породы представлены микрофитолизовыми известняками, доломитами, органогенно-обломочными породами, седиментационными брекчиями. Среди карбонатных пород отмечаются линзы и прослои яшм, вулканитов, песчаников. Протяженность карбонатсодержащего комплекса пород достигает здесь примерно 25 км



Фиг. 2. Схема современного распространения нижнепалеозойских литогенетических типов отложений в Ланско-Джагдинском прогибе

1 — вулканогенный (эффузивы и туфы); 2 — кремнистый; 3 — карбонатный; 4 — вулканогенно-карбонатный; 5 — терригенно-вулканогенно-кремнистый; 6 — кремнисто-терригенный

при ширине выходов на поверхность до 6 км. Описанные органогенные известняки многими исследователями считаются рифогенными, возникшими на подводных вулканических поднятиях [3, 13, 14]. Кроме того, на большем удалении от вулканических очагов вместе с пирокластическими породами формировались слоистые хемогенные известняки, образующие линзовидные и пластовидные тела небольших размеров. В составе песчаников и алевролитов, переслаивающихся с туфами и туфосланцами, в значительном количестве присутствует пепловый и витрокластический материал, обломки эффузивных пород. В терригенных породах отмечается быстрая смена зернистости по латерали, что свидетельствует об их формировании в сравнительно мелководной обстановке.

К отложениям терригенно-вулканогенно-кремнистой градации относятся юго-западная часть второй полосы и почти вся третья полоса выходов раннепалеозойских вулканогенно-осадочных образований. Здесь наблюдаются яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, пирокластические породы, в подчиненном количестве присутствуют эффузивы, туфопесчаники, карбонатные породы. Для этой градации весьма характерна резкая смена литогенетических типов отложений по простиранию и в латерали. Наиболее общая тенденция их распределения проявляется в последовательном увеличении с северо-запада на юго-восток относительного количества сначала хемогенных, а затем терригенных отложений: во второй промежуточной полосе выходов раннепалеозойских образований преобладают кремнисто-туфовые и кремнисто-сланцевые отложения, в третьей — существенно кремнистые, а вдоль юго-восточной границы описываемой структуры — кремнисто-терригенные отложения. Анализ распределения литогенетических типов пород по площади ранне-

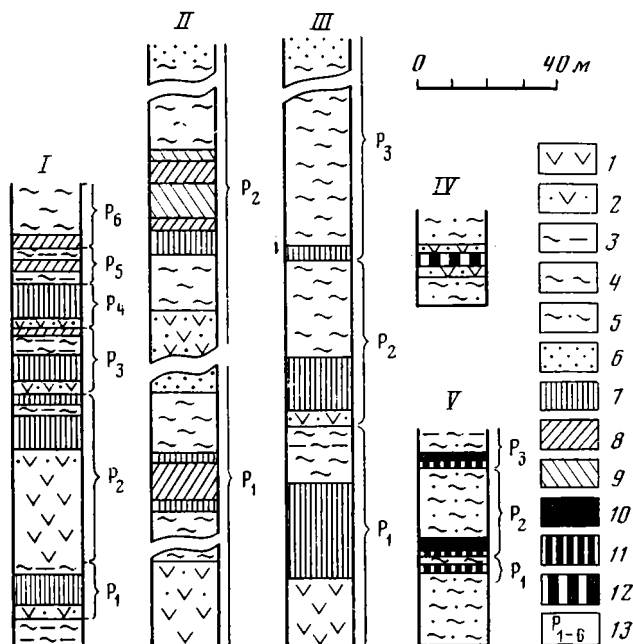
палеозойского геосинклинального прогиба позволил выделить четыре группы фаций: эффузивно-экструзивную, пирокластическую, хемогенную, хемогенно-терригенную. Порядок перечисления фациальных групп соответствует последовательности размещения их на условном фациальном профиле по мере удаления от вулканических аппаратов.

Соотношение между двумя описанными градациями сложное. Они не только разобщены пространственно, но и несколько сдвинуты во времени, причем карбонатно-вулканогенная градация является более древней. Важно подчеркнуть, что в описываемой спилито-диабазовой формации имеет место совпадение направленности смены литогенетических типов отложений как в пространстве, в связи с закономерной сменой палеофациальных обстановок осадконакопления, так и вверх по разрезу вследствие эволюции тектоно-магматической деятельности в начальную стадию развития геосинклинальной системы. Детальное изучение строения нижнепалеозойских отложений и продуктов вулканизма позволило Г. И. Архипову [1] сделать вывод о том, что вулканическая деятельность в данном регионе проявилась в два цикла. Первый цикл преимущественно эффузивный, он характеризовался подводным трещинным излиянием базальтовых лав, второй — эксплозивный, отмечен пеплово-туфовым излиянием в начале и лавошлаковым в конце. Вулканические породы относятся к семейству габбро-базальта [2]. По петрохимическим особенностям они занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными сериями, ближе к первым. Им свойственна недонасыщенность кремнеземом, высокое содержание титана и железа, умеренное — щелочей, преобладание калия в породах конечных стадий вулканизма. Кроме титана наиболее характерными элементами-примесями являются марганец (0,17%), ванадий (0,036%), никель (0,0073%), кобальт (0,0032%) и германий (0,00023%).

Рудные концентрации железа и марганца в каждом из изолированных выходов вулканогенно-осадочных отложений приурочены к верхним частям разреза. Комплекс парагенетически связанных пород, основной фонд которых составляют железистые и марганцовистые яшмы, сланцы и туфы, рассматривается как рудный горизонт. В местах пережимов, где железистые и марганцовистые породы выклиниваются, строение горизонта изменяется — он теряет свою литологическую определенность. Рудный горизонт сложен литогенетическими отложениями различных типов (вулканогенно-кремнистыми, сланцево-кремнистыми и кремнистыми), отражающими неоднородность условий его формирования. Скопления железа образуют три линейные полосы рудопроявлений и месторождений северо-восточного простирания — Ир-Галамскую, Гербикано-Тайканскую и Итматино-Ирюнгдинскую (см. фиг. 1). Первая рудная полоса пространственно обособлена, две последние в юго-западной части прогиба разъединены, но в бассейне р. Ир сливаются. Марганцевые руды локализуются на значительно меньшей площади по сравнению с железными. В отложениях карбонатно-вулканогенной градации с преобладанием спилитов и диабазов промышленных скоплений руд железа и марганца нет. Редкие линзы вулканогенных пород, обогащенных гематитом, маломощны (1—5 м), протяженность их не превышает первых десятков метров.

Во второй (промежуточной) полосе выходов вулканогенно-осадочных отложений в пределах терригенно-вулканогенно-кремнистой градации рудный горизонт прослежен с небольшими перерывами на 60 км (Ир-Галамская группа железорудных проявлений). В основании его залегают вулканогенные породы — спилиты, диабазы, их туфы, а в кровле находится мощный пласт кремнистых пород. Пластовые тела железных руд мощностью от нескольких до первых десятков метров переслаиваются с пелитовыми и псаммитовыми туфами, кремнистыми туффитами и яшмами. В разрезе рудного горизонта многократно повторяются одни

и те же парагенезисы пород, построенные по общему плану, которые названы вулканогенно-осадочными ритмами. Обобщенный разрез ритма (снизу вверх): эффузив — туф — железная руда — туфосланец — яшма. В основании горизонта наиболее развиты нижние составляющие



Фиг. 3. Стратиграфические колонки, иллюстрирующие ритмичность строения рудного горизонта

1 — спилит, диабаз; 2 — туф; 3 — кремнистый туфосланец; 4 — светло-серая яшма; 5 — сургучная яшма; 6 — песчаник; железная руда: 7 — магнетитовая, 8 — гематит-магнетитовая, 9 — гематитовая; марганцевая руда: 10 — браунитовая массивной текстуры, 11 — браунитовая линзовидной и пятнистой текстур, 12 — родохрозит-родонитовая; 13 — ритмы и их порядковые номера. Месторождения: I — Ирское, II — Гербиканское, III — Итматинское, IV — Ир-Нимийское (участок Ветвистый), V — Ир-Нимийское (участок Джаводи)

ритмов, в кровле — верхние, вследствие чего вверх по разрезу кремнистость пород и руд возрастает. Размеры ритмов в этом направлении сокращаются от 40—60 до 10 м. Типичный пример ритмичности строения горизонта иллюстрируется разрезом по Ирскому месторождению (фиг. 3). На флангах месторождений многие рудные пласты выклиниваются, сохраняются лишь наиболее крупные из них, поэтому ритмичность здесь становится более четкой, состав ритмов изменяется.

По простиранию железные руды сменяются яшмами или сланцами с вкрапленностью гематита и магнетита. В двух случаях установлено выклинивание рудных пластов, с одной стороны, в спилиты и диабазы, с другой — в кремнистые породы. Участки рудного горизонта между месторождениями и рудопроявлениями сложены яшмами, кремнистыми туфосланцами и в двух отмеченных выше случаях — вулканитами. Руды представляют собой по существу железистые сланцы и железистые кварциты. Первые распространены преимущественно в основании горизонта, вторые — в кровле. Среднее содержание железа в них 33,4%, при колебаниях от 30 до 35%, содержание марганца 0,56% (от 0,05 до 7%). Наиболее типичные элементы-примеси — титан, ванадий, кобальт, никель, барий, германий (см. таблицу). Главными рудными минералами

являются магнетит и гематит, соотношение которых не зависит от положения руд в ритмах или в разрезе рудного горизонта в целом и от приуроченности их к центральным или фланговым зонам. В то же время установлена четкая закономерность преимущественной локализации магнетитовых руд в участках повышенного метаморфизма в пределах линейных зон расщепления и смятия [11]. В описываемой рудной полосе самостоятельных марганцеворудных скоплений нет. Марганец в повышенных количествах (до 2,5%) иногда присутствует в железных рудах в виде изоморфной примеси в магнетите и в форме манганосидерита, образующего тонкие (1—5 см) линзовидные обособления [12]. В поверхностной зоне окисления гидроокисные соединения марганца встречаются часто.

В южной полосе выходов вулканогенно-осадочной толщи Гербикиано-Тайканская линейная группа месторождений и проявлений железных и марганцевых руд прослежена почти на 200 км. Участки сближенных рудопроявлений протяженностью 10—20 км разделены аналогичными по размеру интервалами, в пределах которых руды пока не обнаружены.

Строение рудного горизонта на юго-западе Ланско-Джагдинского прогиба (верховья р. Гербикан) ритмичное. В основаниях ритмов залегают небольшие слои диабазов, спилитов, вариолитов, часто миндалекаменных. Выше находятся известковистые, титанистые туфы и шлаколавы. Верхние части ритмов сложены крупными пачками кремнистых пород, в основании которых железные руды переслаиваются с яшмами и туфами. Слои туфов маломощные, руды, как правило, отделены от них прослоями яшм. Строение рудного горизонта и характер ритмичности иллюстрируются разрезом по Гербикианскому месторождению (см. фиг. 3). Протяженность железорудных пластов варьирует от нескольких сот метров до 2—3 км, мощность от 1—2 до 30 м. От центра месторождений к флангам наблюдается выклинивание вулканогенных пород и мелких железорудных пластов. Разрез фланговых зон кремнистый. По простиранию руды замещаются сургучными яшмами. Железные руды Гербикиано-Тайканской группы рудопроявлений представляют собой насыщенные гематитом и магнетитом яшмы. Окислы железа и кремния составляют 90—95% массы руд. От типичных железистых кварцитов докембрия они отличаются лишь текстурами: преобладают неяснополосчатые разности и только в отдельных участках имеет место четкое тонкое переслаивание кремнистых и рудных слоев. Содержание железа в рудах 40—50%, марганца 0,01—6,6%. Количество титана уменьшается, а концентрация ванадия, бария, германия возрастает (см. табл.). Железорудные минералы представлены гематитом и магнетитом, соотношение которых не зависит от положения руд в разрезах отдельных ритмов и горизонта в целом и не изменяется по простиранию залежей. В контакте с интрузиями гранитоидов присутствуют только магнетитовые руды, но при выходе пласта из ореола контактовых роговиков вновь отмечается чередование гематит-магнетитовых и гематитовых руд [12]. Марганец на юго-западе прогиба (верховья р. Гербикан, среднее течение р. Галам), так же как и в Ир-Галамской группе рудопроявлений, находится в виде изоморфной примеси в магнетите, а также в форме манганосидерита, образующего вкрапленность и линзовидные обособления в железорудных пластах. Кроме того, на Гербикианском месторождении в рудном горизонте присутствуют и самостоятельные линзы олигонита мощностью в несколько дециметров. В тектонических блоках, сложенных вулканогенно-осадочными породами, вдоль юго-восточной границы Ланско-Джагдинского прогиба (бассейн р. Селиткан, верховья рек Галам, Ир) прослежена еще одна прерывистая цепочка рудопроявлений — Итматино-Ирюнгдинская. Рудный горизонт здесь также имеет ритмичное строение, но количество кремнистых пород в нем возрастает, размер ритмов увеличивается до 60—70 м, что хорошо видно на разрезе по

Тип руды	Полоса рудопоявлений	Количество анализов	Отношение Fe:Mn			
				Fe	Mn	
Железная с туфокремнистой основой	Ир-Галамская	49	59	33,0	0,56	
Железная с кремнистой основой	Гербикиано-Тайканская	35	78	47,6	0,61	
То же	Итматино-Ирюнгинская	10	21	46,0	2,18	
Марганцевая родохрозит-родонитовая	Гербикиано-Тайканская	14	0,035	1,2	37,6	
Марганцевая браунитовая	»	13	0,037	1,7	47,5	

Итматинскому месторождению. На его флангах руды замещаются кремнистыми и кремнисто-терригенными породами. В промежутках между месторождениями широко распространены сургучные яшмы с дисперсной вкрапленностью гематита. Химический состав железных руд такой же, как в Гербикиано-Тайканской группе рудопоявлений, но содержание марганца в них выше, причем оно возрастает с юго-запада на северо-восток от 1,75% на Итматинском месторождении до 7% на Галамском, где в отдельных пробах количество его достигает 16%. Это по существу железомарганцевые руды. Они претерпели контактовый метаморфизм в условиях мусковит-роговиковой фации, частично — фации амфиболовых роговиков [10] и сложены кварцем, магнетитом, маргансидеритом, родонитом, даннеморитом, гранатом альмандин-спессартинового ряда, кнебелитом, марганофиллитом и др. [6, 7]. Марганцевые минералы в магнетитовых рудах распределены равномерно или образуют линзовидные обособления размером до 3 см. Последние характеризуются значительно более высоким содержанием MnO (до 33,82%), SiO_2 (до 49,62%) и более низким P_2O_5 по сравнению с вмещающей их железорудной массой. Первичные скопления марганца представляли собой кремнистые марганцево-карбонатные осадки с примесью глинистого (пеплового) материала, которые в процессе метаморфизма были преобразованы в марганцовистые силикаты.

К северо-востоку от места сближения Гербикиано-Тайканской и Итматино-Ирюнгинской рудных полос находится область распространения марганцевых руд, которые слагают ряд рудопоявлений и одно небольшое Ир-Нимийское месторождение [8]. Разрез рудного горизонта в этой части становится более кремнистым. Там, где наряду с преобладающими кремнистыми породами присутствует в небольшом количестве вулканогенный материал в виде тонких прослоев туфосланцев, туфитов, туфов, марганцевые руды имеют преимущественно родохрозит-родонитовый состав. Слои указанных пород подстилают и покрывают линзовидные залежи марганцевых руд или включены в них в виде прослоев (см. фиг. 1). Повышенное содержание тонкой пирокластики имеется и в яшмах, вследствие чего они приобретают зеленоватый оттенок. Текстура руд массивная, иногда тонкослоистая. Встречаются оруденелые кремнистые породы, содержащие прожилки и неправильной формы выделения родохрозит-родонитового состава с примесью других минералов. Руды характеризуются высокой концентрацией марганца, кобальта, бария и крайне низким содержанием титана. Минеральный состав их весьма разнообразен. Кроме родонита, родохрозита и гаусманита, соотношение которых изменчиво, вплоть до образования существенно гаусманитовых разностей, в рудах иногда присутствуют марганецсодержащие гранаты, слюды, амфиболы, а также барит, севергенит, гематит,

Содержание, %						Ge, усл. ед.
SiO ₂	TiO ₂	CoO	NiO	V ₂ O ₅	BaO	
35,0	0,66	0,0023	0,009	0,039	0,02	3,5
20,0	0,27	He опр.	He опр.	0,058	0,11	5,2
20,3	0,19	0,0052	0,031	0,049	He опр.	8,0
34,1	0,02	0,0635	He опр.	He опр.	0,94	He опр.
18,0	0,06	0,0889	»	»	4,53	»

магнетит, сульфиды, самородная медь. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций приводит к выводу, что из марганцеворудных минералов лишь родохрозит является аутигенным, остальные образуются при перекристаллизации карбонатных руд в зонах контактового метаморфизма и гидротермально-метасоматической проработки [7]. При поверхностном окислении перечисленные выше минералы замещаются пиrolюзитом, рансьентом, криптомеланом, гидроокислами железа.

В чисто кремнистых разрезах рудного горизонта в пределах пачки сургучно-красных яшм мощностью 500—1000 м на нескольких сближенных стратиграфических уровнях залегают линзовидные тела браунитовых руд массивной и линзовидно-полосчатой текстуры. Мощность рудных тел колеблется от первых дециметров до 15 м, протяженность от 100 до 500 м. Иногда четковидный рудный пласт, в котором рудные линзы чередуются с пустыми интервалами в 200—300 м, прослеживается на 2—3 км. Строение рудного горизонта здесь также ритмичное, что хорошо видно на разрезе по участку Джаводи Ир-Нимийского месторождения (см. фиг. 3). Ритмы простые, двух- и трехкомпонентные: яшма — линзовидно-полосчатая браунитовая руда — массивная браунитовая руда. Мощность ритмов варьирует от 5 до 30 м. По простирацию марганцевые руды сменяются сургучными яшмами, сначала с линзами браунита, а затем и без них. Линзовидные руды представляют собой сургучные яшмы с обособлениями браунита линзовидной неправильной формы и в виде прожилков. Степень насыщенности ими кремнистых пород варьирует от единичных включений до постепенного перехода в массивные руды. Последние обычно биминеральные: кварц и браунит в сумме составляют около 95—96% объема руды. Содержание железа невелико, того же порядка, что и во вмещающих яшмах. Концентрации марганца, кобальта и бария максимальные. По данным анализа единичных штучных проб содержание никеля в них достигает 0,07, меди 0,5, бора 0,3, стронция 1%.

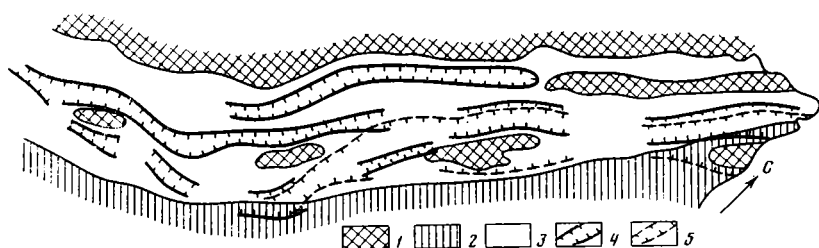
Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что рудный горизонт в пределах всего Ланско-Джагдинского раннегеосинклинального прогиба характеризуется единым вулканогенно-кремнистым типом разреза. Разница в строении отдельных его частей заключается в различном соотношении основных литогенетических типов пород. Это соотношение изменяется в латеральном направлении (с северо-запада на юго-восток) и по простирацию (с юго-запада на северо-восток), в разрезах рудного горизонта последовательно сокращается количество вулканитов и увеличивается объем яшм и кремней. Параллельно сменяются типы руд и их нерудная составляющая (петрогенная основа). В туфосланцах и туфах залегают огромные массы сравнительно бедных железных руд, имеющих туфокремнистую петрогенную основу. В разрезах с преоблада-

нием яшм локализуются меньшие по размерам залежи богатых железных руд с кремнистой петрогенной основой. Марганцовистые железные и железомарганцевые руды присутствуют лишь в тех участках рудного горизонта, где объем вулканогенных пород незначителен. В сходных породных парагенезисах, но при еще меньшей роли вулканогенного материала, встречены родохрозит-родонитовые руды. Наконец, в чисто кремнистых толщах локализуются богатые марганцем браунитовые руды.

Элементы-примеси в железных и марганцевых рудах одни и те же, но концентрации их различны. Имеет место последовательное снижение содержания титана от железных руд с туфокремнистой петрогенной основой к железомарганцевым и марганцевым рудам и параллельное увеличение концентрации геохимически подвижных элементов, таких как кобальт, никель, барий, германий, медь. Среди марганцевых руд максимальные содержания перечисленных элементов свойственны тем разновидностям, которые локализуются в чисто кремнистых толщах. Столь же последовательно изменяется вид и количество марганцеворудных минералов от редкой вкрапленности и мелких линз манганосидерита в железных рудах, ассоциирующих с вулканогенными породами, до линз олигонитового и гаусманит-родонит-родохрозитового состава в кремнистых толщах с примесью пирокластики и пластообразных тел браунитовых руд в чисто кремнистых толщах. Выявленная зависимость состава руд от строения рудного горизонта свидетельствует прежде всего о генетическом родстве железных и марганцевых руд, поскольку они приурочены к одному стратиграфическому уровню. Простые расчеты показывают, что в железных рудах при низком содержании в них марганца сосредоточены значительные массы этого элемента, гораздо большие, чем прогнозные запасы собственно марганцевого месторождения, оценивающиеся в 12 млн. т [9]. Так, только для Мильканского месторождения с запасами железной руды около 1 млрд. т при содержании марганца 0,72% общее количество его составляет 7,2 млн. т. С другой стороны, накопление марганца происходило при постоянном привносе железа, на чем убедительно свидетельствует ассоциация руд с сургучными яшмами, насыщенными тонкодисперсным гематитом, концентрация которого колеблется от 0,5 до 15% при модальных содержаниях железа 4—5% [13]. В пачке сургучных яшм мощностью около 500 м и протяженностью 5 км сосредоточено около 200 млн. т железа. Это запасы среднего месторождения.

Из вышеизложенного следует, что железо, марганец и кремний генетически связаны с вулканогенными процессами. Поступали эти элементы в бассейн синхронно, но концентрация руд происходила в различных палеогеографических обстановках. Анализ распределения литофаций в современных выходах вулканогенно-осадочных отложений Ланско-Джагдинского прогиба с позиций актуализма и имеющихся на сегодняшний день представлений о закономерностях осадконакопления дает возможность следующим образом представить обстановку породо- и рудообразования. В северо-западной части раннегеосинклинального палеобассейна седиментации, примерно вдоль границ современных выходов вулканогенно-осадочных толщ находилась область активного вулканизма, представляющая собой островную гряду. Судя по присутствию археоциат и онколитов в известняках, ассоциирующих с вулканитами, большая часть вулканических построек достигала уровня древнего моря. К северо-западу от островной гряды находилась обширная суша (фиг. 4). Расположенный за нею морской бассейн, как показали палеонтологические исследования, не соединялся с Ланско-Джагдинским [3]. К юго-востоку от островной гряды был расположен троговый прогиб, фиксирующийся по кремнисто-пепловым (в настоящее время кремнисто-сланцевым) отложениям большой мощности. Далее к юго-востоку находился обширный линейно-вытянутый морской бассейн, глубина которого в

этом направлении постепенно уменьшалась, что подтверждается последовательным увеличением количества терригенных пород, особенно песчаников. Последние преобладают вдоль современной юго-восточной границы рассматриваемой структуры, где, видимо, располагалась область мелководья. Близ юго-восточной границы палеобассейна находилась еще одна островная гряда вулканического происхождения. От первой она отличалась значительно меньшим количеством вулканических аппаратов и большей распространенностью рифовых построек, в пределах которых известны многочисленные находки археоциат и водорослей. Вулканические породы здесь представлены шлаколавами, породами типа шальштейнов, туфами, что указывает на малоглубинные условия извержений вулканов.



Фиг. 4. Палеогеографическая схема Ланско-Джагдинского прогиба
Области: 1 — поднятий, 2 — мелководная, 3 — глубоководная; участки накопления руд: 4 — железных, 5 — марганцевых

Наиболее вероятно, что в область седиментации рудные элементы и кремний поступали при газовой-гидротермальной деятельности в растворах, которые являлись производными тех же магматических очагов, что и вулканогенные породы [5]. Наблюдения над современным вулканогенно-осадочным рудообразованием свидетельствуют о том, что в этих растворах железо и марганец находятся в форме закисных соединений [4]. При поступлении в бассейн седиментации они окислялись. Железо первым переходило в труднорастворимую окисную форму и коагулировало на сравнительно небольших расстояниях от мест истечения газов и растворов. Часть геля гидроокиси осаждалась, интенсивно разбавляясь одновременно поступающим (или перемываемым) тонким вулканокластическим материалом. Здесь же концентрировался геохимический инертный титан. Марганец частично сорбировался на гелях гидроокиси железа или осаждался в виде железомарганцевых карбонатов, поскольку парциальное давление CO_2 в областях подводного вулканизма весьма высокое.

Однако значительная масса тонкой взвеси железа, если не большая ее часть, разносилась течениями, рассеивалась в бассейне седиментации или концентрировалась в углублениях донного рельефа в удалении от вулканических аппаратов, образуя хорошо отфлюидированный чистый железистый осадок. Это подтверждается сменой литогенетических типов отложений и их количественного соотношения, низким содержанием титана в железных рудах с кремнистой петрогенной основой и повышенной концентрацией в них геохимически подвижных элементов. Марганец окислялся значительно медленнее железа и как подвижный элемент мог мигрировать на большие расстояния. Его карбонатные соединения формировались в участках повышенного парциального давления углекислоты в сфере влияния вулканов, а окисные — на большем удалении от центров вулканизма в сравнительно мелководной обстановке. Причем в последнем случае осадок характеризовался большой чистотой и высокой концентрацией подвижных элементов, что связано как

с очень высокой сорбционной способностью окислов марганца, так и с длительностью их миграции, медленным осаждением и, очевидно, повышенным содержанием этих элементов в участках седиментации. И железо, и марганец осаждались в виде гидроокисных, частично в виде карбонатных соединений. Все многообразие наблюдаемого минерального состава руд связано с последующим преобразованием рудного осадка при диагенезе, метаморфизме и метасоматозе [7, 11, 12].

Приуроченность руд к верхам разреза вулканогенно-осадочной толщи указывает на то, что отделение рудных дериватов следовало во времени за проявлением основной фазы вулканизма, в период ослабления эффузивной деятельности. Ритмичность строения рудного горизонта в свою очередь свидетельствует о пульсационном поступлении рудных элементов в бассейн седиментации на фоне сравнительно однородного осаждения кремнезема. Особенность строения вулканогенно-осадочных ритмов, выдержанных в едином плане (вулканит — руда — яшма), позволяет считать, что каждый из них сформировался в кратковременный период вулканической активности. Постепенное снижение от ритма к ритму количества вулканогенных пород вплоть до исчезновения их из разреза и увеличение объема кремнистых пород доказывает, что рудный горизонт сформировался на заключительной стадии развития вулканических аппаратов. Судя по направленному изменению литологического состава отложений и химического состава руд, наиболее крупным был северо-западный центр вулканизма. Влияние его прослеживается по всей площади палеобассейна седиментации. Это отнюдь не исключает возможности формирования рудных залежей около других центров вулканизма. Есть данные, подтверждающие высказанное предположение, но установление связи конкретных рудных тел с конкретными вулканическими аппаратами требует более детальных реконструкций. Влияние изолированных вулканов на процесс рудообразования могло быть и опосредованным. В частности, локальное повышение парциального давления углекислоты вызывало осаждение карбонатных марганцевых руд; пепловый материал участками разубоживал чистые железистые осадки, формировавшиеся в пелагической обстановке. Однако, на наш взгляд, гораздо более важен тот факт, что выявленные общие тенденции локализации различных типов железных и марганцевых руд прослеживаются по всему району и могут быть использованы как поисковый признак.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Отщепление рудных дериватов от магмы происходит в начальный период стабилизации тектонического режима вулканически активных областей. Железо и марганец поступают в бассейн седиментации в одних порциях растворов. Железные и марганцевые руды являются членами единого дифференциационного ряда вулканогенно-осадочного породообразования.

2. Седиментация железистого осадка происходит в области сочленения пирокластических и хемогенных фаций, но в разных палеообстановках, с чем связано различие в качестве железных руд. Наиболее богатыми являются железные руды с кремнистой петрогенной основой, которые образуют компактные залежи, смещенные в сторону хемогенной фации. Руды с туфокремнистой петрогенной основой более бедные. Максимум их концентрации смещен в сторону пирокластических фаций, где формируются значительные массы этих руд. Относительная бедность руд с туфокремнистой основой обусловлена разубоживанием рудного ила пирокластическим материалом.

3. Участки концентрации марганца по сравнению с железными рудами смещены в более мелководную область бассейна. Марганцеворудные осадки накапливаются также в различной обстановке. В области дальнего выклинивания пирокластических фаций формируются карбонатные руды, в хемогенной фации накапливаются залежи богатых окисных руд.

Область максимальных концентраций марганца тяготеет к несколько приподнятым участкам пелагической части бассейна.

4. Прогноз и поиск месторождений железа и марганца в вулканогенно-осадочных комплексах возможен лишь на основе детальных палеовулканологических реконструкций с составлением палеофациальных и литолого-фациальных карт.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов Г. И.* Нижнекембрийский вулканогенно-осадочный комплекс Удского железорудного района: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. 26 с.
2. *Архипов Г. И., Панских Е. А.* Базальтоидный магматизм и железонакопление в Джагдинской эвгеосинклинали.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 56—67.
3. *Беляева Г. В.* Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия севера Хабаровского края. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1970, 25 с.
4. *Бутузова Г. Ю.* Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969, 112 с.
5. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969, 344 с.
6. *Кулиш Л. И.* Контактво-измененные марганцево-железные руды бассейна р. Галам (Джагдинский хребет).— В кн.: Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972, с. 162—170.
7. *Кулиш Л. И., Кулиш Е. А.* Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974, 466 с.
8. *Кулиш Л. И.* Литология и минеральные преобразования марганцевых руд Удско-Шантарского рудного района (Хабаровский край).— В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 107—123.
9. *Медведев Н. В., Медведева И. Н., Шапошников Е. Я.* Марганцевые руды.— В кн.: Геология СССР. Хабаровский край и Амурская область, полезные ископаемые, т. XIX. М.: Недра, 1976, с. 110—111.
10. *Меркурьев К. М., Панских Е. А.* Метаморфизм железисто-кремнистых пород Дальнего Востока СССР.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 238—247.
11. *Нечкин Г. С., Панских Е. А.* Гематит и магнетит в вулканогенно-осадочных железных рудах.— В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 140—151.
12. *Панских Е. А.* Вулканогенно-осадочные железные руды Западного Приохотья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, 24 с.
13. *Шехоркина А. Ф.* Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976, 200 с.
14. *Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. Л., Беляева Г. В. и др.* Новые данные о распространении кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край).— В кн.: Геология и геофизика, 1956, вып. 11, с. 113—115.

ДВИМС,
ИТИГ ДВНЦ АН СССР,
Хабаровск

Поступила в редакцию
4.VIII.1980

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

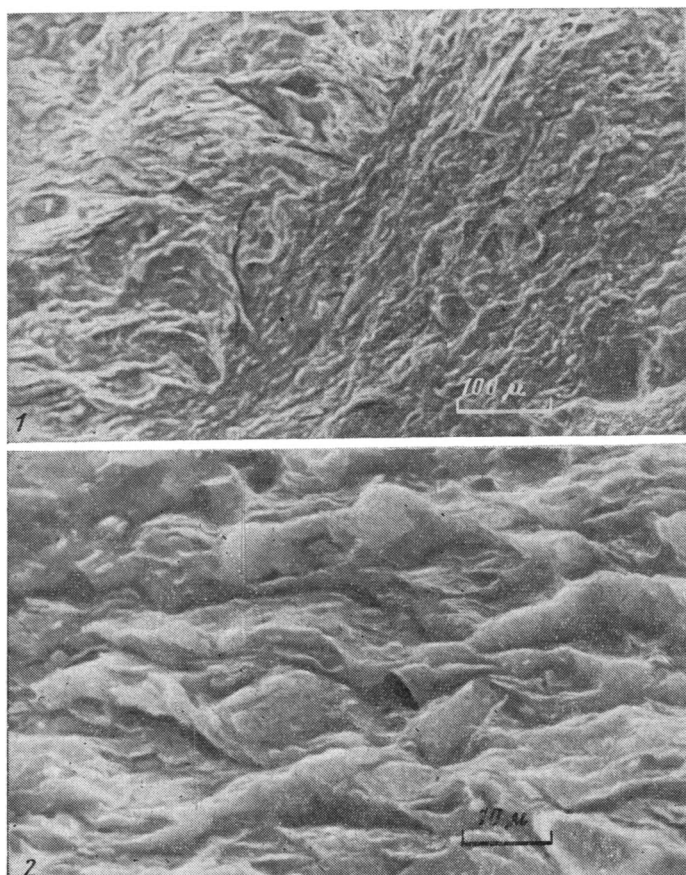
УДК 549.6 : 551.35

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕХКОМПОНЕНТНОГО СМЕШАНОСЛОЙНОГО МИНЕРАЛА

САХАРОВ Б. А., ГИЛАН З. И., ДРИЦ В. А., МОРОЗ В. Ф.

Дифрактограммы ориентированных препаратов смешанослойных минералов содержат информацию о типе, соотношении и способе чередования в их структуре различных слоев. Для установления структурных характеристик смешанослойных минералов успешно используют методы структурного моделирования [2, 5]. С их помощью рассчитывают дифракционные картины заданных моделей смешанослойных структур и затем сравнивают с экспериментальными дифрактограммами. Степень соответствия рассчитанных и экспериментальных данных в значительной степени зависит от правильного выбора типов, состава и строения чередующихся компонентов. Наиболее часто в природе встречаются двухкомпонентные смешанослойные минералы, в структуре которых слои 2 : 1 разделены разными по природе межслоевыми промежутками. Как правило, в этих структурах основные свойства межслоев разных типов существенно не отличаются от свойств межслоев соответствующих индивидуальных минералов [1], что также справедливо в отношении состава и структуры самих силикатных слоев. Установленные в последние годы смешанослойные минералы с чередующимися каолинитовыми и монтмориллонитовыми слоями свидетельствуют о том, что и в них характер связи между слоями такой же, как в структуре каолинита либо монтмориллонита. Поэтому в подобных случаях сравнительно просто распознать природу и строение чередующихся компонентов, поскольку хорошо известны состав, z-координаты атомов и поведение после соответствующих обработок слоев 1 : 1 и 2 : 1, разделенных разными межслоевыми промежутками. Однако существуют смешанослойные системы, состоящие из трех или более структурных компонентов. Если межслой одного или нескольких из них являются промежуточными по свойствам и строению, то идентификация таких структур представляет сложную задачу. В работе приводятся результаты расшифровки новой разновидности структуры трехкомпонентного смешанослойного минерала каолинит—монтмориллонит—разбухающий хлорит. Полученные данные интересны прежде всего с методической точки зрения, поскольку они служат хорошей иллюстрацией того, что интерпретация дифрактограмм, основанная на традиционных представлениях, может оказаться ошибочной. С другой стороны, эти сведения расширяют наши представления о разнообразии форм проявления структурной неоднородности.

Исследованный минерал впервые обнаружен нами в нижнемеловых отложениях южной части Днепровско-Прутского междуречья при изучении глинистых осадков основания воля-пермийской свиты нижнего мела, вскрытых скв. 136. Мощность глинистой пачки составляет ~50 м. Макроскопически глины серовато- и коричневатые-темные, с розоватыми, фиолетовыми и оранжевыми пятнами и разводами, бестекстурные, слабо карбонатные. Наиболее «чистые» разности глин жирны на ощупь,



Фиг. 1. Снимки, полученные с помощью электронного сканирующего микроскопа ($S=600$), основной массы породы, содержащей смешанослойный минерал каолинит — монтмориллонит — разбухающий хлорит
1 — увел. 200; 2 — увел. 2000

воскоподобны и не карбонатны. В шлифах глинистое вещество состоит из разноориентированной тончешуйчатой массы, обладающей спутанно-волокнутой структурой. Интерференционная окраска в зависимости от степени текстурированности отдельных участков изменяется от темно-серой до оранжево-желтой. Средний показатель преломления агрегатов ориентированных частиц размером $<0,001$ мм не превышает 1,560. Под электронным сканирующим микроскопом можно видеть большую однородность тонкодисперсной части образца. Основная масса породы представлена пластинчатыми выделениями минерала, которые, группируясь в субпараллельные ленты, образуют перекрещивающуюся систему параллельных слабо искривленных тяжей-лент (фиг. 1). Обломочный материал алевритовой и реже песчаной размерности пред-

ставлен главным образом окатанными и полуокатанными зернами кварца, часто корродированными; в незначительном количестве отмечается калиевый полевой шпат. Комплекс акцессорных минералов включает циркон, турмалин, дистен, ставролит, рутил, анатаз, магнетит, ильменит и пирит.

Вопрос о генезисе как исследуемого минерала, так и всей глинистой толщи следует считать дискуссионным. Полученные данные позволяют утверждать, что минеральный состав глин формировался либо за счет размытия и перетотложения гидротермально переработанной коры выветривания с участием в качестве источника сноса метаморфических пород кристаллического фундамента, либо *in situ* в результате гидротермальных процессов, происходивших в посленижнемеловое время.

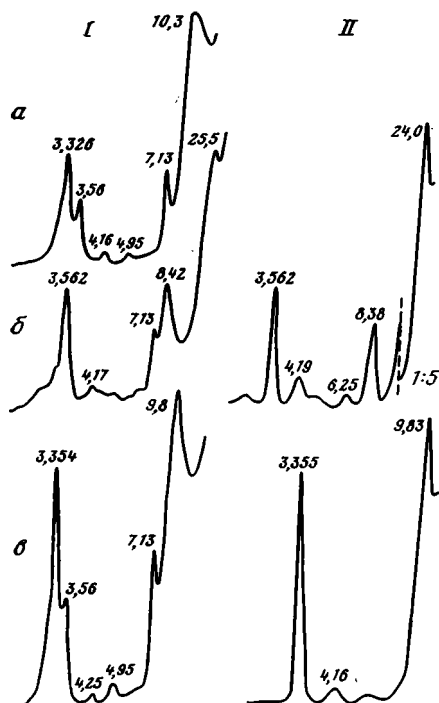
СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СМЕШАНОСЛОЙНОГО МИНЕРАЛА, СОДЕРЖАЩЕГО КАОЛИНИТОВЫЕ СЛОИ

Из образца, взятого из скв. 136 на глубине 397 м, выделена фракция $<0,001$ мм и приготовлены ориентированные препараты в естественном состоянии, насыщенные катионами Са, глицерином, прокаленные при $t=100, 200, 300, 400, 550^\circ\text{C}$, с которых получены дифракционные кривые на дифрактометре ДРОН-0,5 на CuK_α -излучении (фиг. 2). На каждой дифрактограмме регистрировались базальные отражения смешанослойного минерала наряду с рефлексами каолинита, кварца и гидроксидов железа (гетита), которые составляют незначительную примесь в образце. Дифрактограмма неориентированного препарата содержала в области углов θ от 28 до 32° одно отражение с $d=1,498$ Å, что свидетельствует о диоктаэдрической структуре смешанослойного минерала.

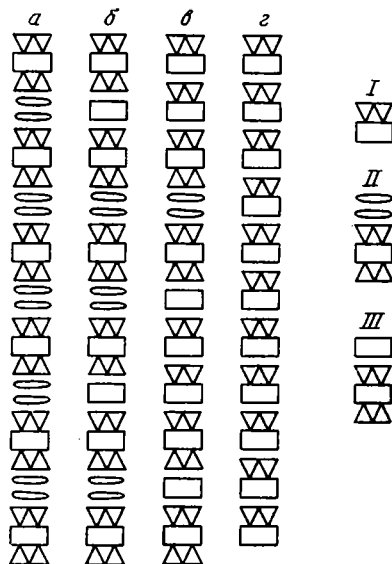
Анализируя дифракционные эффекты от смешанослойной структуры, рассмотрим дифрактограммы природного образца. Из фиг. 2 видно, что на ней проявляются практически лишь два широких базальных отражения смешанослойной фазы с d , равными $10,3$ и $3,326$ Å. Обработка глицерином Са-насыщенного препарата приводит к значительному изменению всей дифракционной картины, характерная особенность которой — наличие серии базальных отражений с субпериодом в области $d\sim 25,5$ Å, сравнительно близкой к целочисленной. Рентгеновское изучение образца, прогретого при разных температурах, показало, что начиная с $t=100^\circ\text{C}$ и до 500°C дифрактограмма его практически не меняется и характеризуется базальными отражениями смешанослойной фазы с d , равными $9,8; 4,95$ и $3,354$ Å (см. фиг. 2). Следовательно, полное обезвоживание структуры происходит уже при 100°C , и последующий нагрев не оказывает на нее заметного воздействия. Лишь при температурах выше 500°C наблюдается уменьшение интенсивности двух основных максимумов с d в области $\sim 10,0$ и $3,33$ Å, причем у первого из них отмечается значительное фоновое рассеяние со стороны малых углов θ .

Традиционный анализ экспериментальных дифрактограмм, основанный лишь на рассмотрении положений дифракционных максимумов и игнорирующий распределение интенсивностей базальных отражений, может привести к неверным выводам относительно структуры исследуемого смешанослойного минерала. Действительно, дифрактограммы природного и обезвоженного образцов по внешнему виду близки к дифракционным картинам железистых гидрослюдов, поскольку на них регистрируются сильные по интенсивности отражения с d в области 10 и $3,3$ Å и слабый рефлекс с $d\sim 4,9$ Å. Изменение положений базальных отражений при указанных обработках препаратов свидетельствует о том, что в структуре смешанослойного минерала присутствуют подвижные монтмориллонитоподобные межслоевые промежутки. Следовательно, дифрактограмму образца, насыщенного глицерином, можно интерпретировать как обусловленную присутствием в смешанослойной структуре

10 Å слюдистых и 15 Å монтмориллонитовых слоев с однослойным комплексом молекул органической жидкости в подвижных межслоях, чередующихся с тенденцией к порядку по закону, близкому к АВАВ.... В этом случае на дифрактограмме должны наблюдаться лишь порядки отражений межплоскостного расстояния ~ 25 Å, что и регистрируется в экспериментальных условиях. Таким образом, подобный формальный подход к рассмотрению экспериментальных картин приводит к выводу



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Экспериментальные (I) и рассчитанные (II) дифракционные картины для смешанослойной структуры каолинит — монтмориллонит — разбухающий хлорит а — в естественном; б — насыщенном глицерином; в — обезвоженном при 100—500° С состояниях

Фиг. 3. Схематическое изображение структурного преобразования диоктаэдрического монтмориллонита в каолинит через серии смешанослойных фаз

а — диоктаэдрический монтмориллонит; б — смешанослойный минерал хлорит — монтмориллонит; в — смешанослойный минерал каолинит — монтмориллонит — хлорит; г — каолинит. Фрагменты структуры: I — каолинита, II — монтмориллонита, III — хлорита

о необычной смешанослойной структуре, в которой слюдистые слои 10 Å чередуются с разбухающими с глицерином лишь до 15 Å и сжимающимися после нагревания монтмориллонитовыми слоями. Существование такого смешанослойного минерала в принципе возможно, поскольку известно, что некоторые монтмориллониты могут образовывать однослойный комплекс с молекулами органических жидкостей из-за наличия в межслоях обменных катионов К и сравнительно высокого заряда слоев 2 : 1 [3].

Однако если принять, что в смешанослойном минерале, насыщенном глицерином, одним из чередующихся компонентов являются монтмориллонитовые слои 17,8 Å с двумя прослоями молекул органической жидкости в межслоях, то в рассматриваемой почти упорядоченной системе другим компонентом должны быть каолинитовые слои 7,15 Å.

В пользу этого предположения может свидетельствовать еще и тот факт, что на экспериментальной дифрактограмме наблюдается сравнительно узкий рефлекс с $d=3,562$ Å, который должен присутствовать на дифракционной картине любого смешанослойного минерала каолинит-монтмориллонит, насыщенного глицерином [2]. Таким образом, вопрос об истинной структуре исследуемого минерала может быть решен лишь с учетом распределения интенсивностей базальных отражений.

Ранее нами был разработан метод расчета дифракционных картин заданных структурных моделей, с помощью которого можно непосредственно сопоставлять экспериментальные дифрактограммы с рассчитанными для смешанослойных структур с разным числом, содержанием и способом чередования слоев разных типов [2]. Все попытки получить соответствие между экспериментальной дифрактограммой образца, насыщенного глицерином, и дифракционными картинками, рассчитанными для различных моделей смешанослойных структур каолинит—монтмориллонит с чередующимися слоями 10,0 и 15,0 Å, оказались безуспешными. На всех расчетных картинах регистрировался сильный по интенсивности рефлекс в области $d \sim 12,5$ Å, тогда как на экспериментальной кривой это отражение отсутствует. Проведенное сравнение дифракционных картин для различных моделей смешанослойных структур каолинит—монтмориллонит с чередующимися слоями 7,15 и 17,8 Å показало, что наилучшее приближение к экспериментальной дифрактограмме насыщенного глицерином образца (см. фиг. 2) наблюдается для модели с $W_k: W_m = 0,48:0,52$, $P_{jk}=0,2$; $S=1$ и $N=20$. Здесь W с индексами k и m характеризуют содержание каолининовых и монтмориллонитовых слоев соответственно, P_{jk} — вероятность нахождения в кристаллах каолинитового слоя при условии, что он следует за каолинитовым слоем, S — фактор ближнего порядка, N — общее число слоев в кристаллах. Это означает, что в структуре исследуемого минерала содержится почти равное число каолининовых и монтмориллонитовых слоев, причем чередование их осуществляется с тенденцией к порядку по закону, близкому к АВАВ... Действительно, коэффициент, характеризующий эту тенденцию при $S=1$ и равный отношению P_{AA}/W_A (при $W_A < W_B$), которое изменяется от 0 в случае максимального порядка ($P_{AA}=0$) до 1 в случае полного беспорядка ($P_{AA}=W_A$), для рассматриваемой структуры принимает значение 0,416.

Другим подтверждением наличия смешанослойной фазы каолинит—монтмориллонит в исследуемом образце должно служить совпадение экспериментальной дифрактограммы, полученной от прокаленного при 250—400° С препарата, с дифракционной картиной, рассчитанной для структуры в безвозвратном состоянии при найденных выше вероятностных параметрах. При этих температурах все монтмориллонитовые слои сжимаются до $\sim 9,6$ Å, а каолининовые остаются практически без изменений. Следовательно, в смешанослойной структуре при сохранении прежними соотношения и способа чередования слоев разных типов для одного из них существенным образом меняются высота и рассеивающая способность. Однако для модели с чередующимися каолининовыми (7,15 Å) и безвозвратными монтмориллонитовыми (9,6—10,0 Å) слоями оказалось невозможным получить хотя бы приближенное согласие между значениями межплоскостных расстояний дифракционных максимумов на рассчитанных кривых и величинами d -отражений на дифрактограммах нагретых до $t=200$ —400° С образцов. После того как было установлено наличие почти 50% каолининовых слоев в исследуемой смешанослойной структуре, особенно поразительным казалось сходство экспериментальной дифрактограммы образца, прокаленного при этих температурах, с рентгенограммой гидрослюд или обезвоженного смектита. В этих условиях было сделано предположение о том, что разбухающие с глицерином до 17,8 Å слои не являются однородными: часть

Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %
SiO ₂	45,63	CaO	1,05	H ₂ O ⁺	7,88
TiO ₂	0,82	MgO	0,68	CO ₂	0,28
Al ₂ O ₃	24,27	K ₂ O	1,20	C	0,32
Fe ₂ O ₃	7,94	Na ₂ O	1,58	Cl	Сл.
FeO	0,07	P ₂ O ₅	0,09	SiO ₂ (кварц)	2,50
MnO	0,05	H ₂ O ⁻	8,50	Сумма	100,36

из них по свойствам идентична смектитам, а другая — разбухающим хлоритам. Последние при прокаливании сжимаются, подобно хлоритовым слоям. Однако высота и состав этих обезвоженных слоев оставались неизвестными. По этой причине были проверены всевозможные модели смешанослойных структур, в которых чередовались (7,15 Å) каолинитовые, (9,6 Å) обезвоженные монтмориллонитовые и хлоритоподобные слои, высота которых изменялась от 13,0 до 14,2 Å, а состав и строение пакетов 2:1 был одинаковым с монтмориллонитовыми слоями. При этом межслоевой промежуток гидрагиллитового типа задавался разной высоты и степени «дефектности» в зависимости от высоты хлоритового пакета. Дефектность гидрагиллитовых сеток состояла в частичной их обводненности и уменьшении числа октаэдрических катионов.

Поскольку в рассматриваемой трехкомпонентной смешанослойной системе вероятность нахождения единичных каолинитовых слоев, а также их смежных пар, троек, четверок и т. д. должна оставаться такой же, что и в двухкомпонентной с чередующимися слоями 7,15 и 17,8 Å, то при расчете дифракционных картин для модели структуры обезвоженного состояния с фактором $S=1$ W_k задавали равным 0,48, $P_{kk}=0,2$, тогда как остальные вероятностные параметры могли изменяться любым образом в соответствующих пределах. Наилучшее приближение к экспериментальной дифрактограмме было получено (см. фиг. 2) для кривой, рассчитанной для модели с чередующимися слоями 7,15, 9,6 и 13,1 Å при $W_k=0,48$, $W_m=0,26$, $P_{kk}=0,2$, $P_{km}=0,4$, $P_{mk}=0,74$, $P_{mm}=0,13$ и $N=20$. Из анализа вероятностных коэффициентов следует, что $W_m=W_x$, $P_{mk}=P_{kk}$ и $P_{mm}=P_{mx}=P_{xm}=P_{xx}$, где индекс x относится к слоям разбухающего хлорита. Это означает, что в исследуемой смешанослойной структуре содержится равное количество монтмориллонитовых и разбухающих хлоритовых слоев и, кроме того, они равновероятно могут встретиться на месте разбухающих слоев. Таким образом, смешанослойный минерал представляет собой трехкомпонентную систему, в которой с тенденцией к порядку по закону, близкому к АВАВ..., чередуются (7,15 Å) каолинитовые (А) и (17,8 Å) разбухающие с глицерином (В) слои, причем последние с равной вероятностью могут оказаться как монтмориллонитовыми, так и разбухающими хлоритовыми.

Результаты химического анализа фракции < 0,001 мм (таблица) не позволили получить кристаллохимическую форму смешанослойного минерала из-за наличия сравнительно большого числа примесей и многокомпонентности самой структуры. Вместе с тем из данных таблицы видно, что в образце практически отсутствуют двухвалентные катионы, что подтверждает диоктаэдрический характер всех структурных компонентов исследуемого смешанослойного минерала.

Следует отметить, что все обнаруженные до недавнего времени смешанослойные минералы, содержащие каолинитовые слои в качестве одного из компонентов, были полностью неупорядоченными (фактор $S=0$) с $W_k > 0,5$. Своеобразие исследованного в настоящей работе минерала состоит в том, что впервые обнаружена структура, в которой при

$W_k \approx 0,5$ слои разных типов чередуются с тенденцией, близкой к порядку при $S=1$, и, кроме того, сама система является трехкомпонентной.

Опыты по лабораторному синтезу, проведенные Понселом и Бриндли [5], показали, что каолинит легко образуется из монтмориллонита, помещенного в кислую среду, уже при температурах около 200°C в течение нескольких дней. Этими исследователями предложен механизм такого перехода, основанный на трансформационном преобразовании диоктаэдрического монтмориллонита через хлоритовую фазу в каолинит. На фиг. 3 представлено схематическое изображение структурного преобразования этих минералов через серии промежуточных смешанослойных фаз. На первом этапе этого процесса происходит «хлоритизация» монтмориллонита, заключающаяся в создании гиббситоподобных межслоев вместо монтмориллонитовых, в результате чего образуется смешанослойная структура хлорит — монтмориллонит. На следующей стадии формируются слои 1:1 за счет «инверсии» тетраэдрических сеток слоя 2:1 в сторону одноэтажных гидроокисных слоев. На заключительном этапе образуется каолининовая структура. Если процесс трансформации не будет завершен, то возникает смешанослойная структура каолинит — хлорит — монтмориллонит. Однако на второй стадии процесса трансформации при каждом акте инверсии тетраэдрической сетки будет сформирована сразу пара смежных каолининовых слоев. В этих условиях в смешанослойном минерале не может осуществляться тенденция к упорядоченному чередованию (7,15 Å) каолининовых и (17,8 Å) разбухающих слоев по закону АВ АВ... Следовательно, описанный механизм не мог реализоваться в исследованной нами структуре. По-видимому, смешанослойный минерал каолинит — монтмориллонит — разбухающий хлорит образовался посредством синтеза, а не в результате трансформационного преобразования слоистого минерала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дриц В. А. О некоторых структурных особенностях слоистых минералов с большим периодом повторяемости. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 150—162.
2. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976, 256 с.
3. Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюда при региональном эпигенезе. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 54—61.
4. Poncellet G. M., Brindley G. W. Experimental formation of kaolinite from montmorillonite at low temperatures. — Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, p. 1161—1173.
5. Reynolds R. C., Hower J. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. — Clays and clay minerals, 1970, v. 18, p. 25—36.

ГИН АН СССР,
Москва
Ин-т геофизики и геологии АН МССР,
Кишинев

Поступила в редакцию
6.X.1980

УДК 546.26 : 547.454 [262 (5 + 54 + 8)]

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД И УГЛЕВОДЫ В УСТЬЯХ РЕК ЮЖНЫХ МОРЕЙ СССР

АРТЕМЬЕВ В. Е.

В последние годы существенно расширились наши представления о процессах преобразования органического вещества (ОВ) и функциях отдельных классов органических соединений в водах и осадках откры-

тых частей океанов и морей [8]. Следует иметь в виду, что зоны наиболее активных биогеохимических взаимодействий в океане — это так называемые «активные поверхности» или «границы раздела» [7], наиболее сложной из которых является «океан — суша». Для того чтобы оценить биогеохимические превращения в этой зоне, следует прежде всего углубить наши знания о количественном и качественном составе ОВ, выносимого в моря и океаны с речным стоком, установить характер его распределения на устьевых участках рек.

В первой крупной отечественной работе [14] рассмотрены методические вопросы и многочисленные материалы по химическому составу, свойствам, условиям образования, распределения, изменениям ОВ в различных типах пресных (артезианских, озерных, речных, грунтовых) и морских вод. Обзору работ, выполненных в нашей стране по изучению в природных водах С, N, P и отдельных органических соединений и групп с 1950 по 1965 г., посвящена статья [15]. До недавнего времени в органической гидрохимии преобладали работы, в которых основными показателями были те или иные биогенные элементы, С, N, P, причем органическое вещество рассчитывалось по окисляемости. В 1966—1967 гг. А. Д. Семеновым с сотрудниками опубликованы данные по содержанию различных классов органических веществ (сложных эфиров, органических кислот, белков, углеводов, гуминовых кислот) в водах некоторых рек СССР [10, 12, 13]. Изучение ОВ ($C_{орг.}$, редуцирующие сахара, сложные углеводы) в водах рек Печоры, Вычегды и оз. Донты [11] показало, что содержание $C_{орг.}$ и других компонентов в реках существенно меняется в зависимости от гидрометеорологических условий (много- или мелководный год), источника питания водосбора, участка русла реки, сезона. Опубликованы также результаты прямого определения органического углерода в водах рек Дона и Волги [3, 4, 5].

В большинстве работ, посвященных исследованию ОВ в природных водах СССР, приводятся данные по общему содержанию $C_{орг.}$ и отдельных классов ОВ, находящихся, однако, в растворенной форме и в составе взвешенных частиц. Крайне мало сведений также и о пространственном распределении ОВ (по горизонтали и по вертикали) в русле реки, в том числе и в устьевых областях. Такие материалы содержатся лишь в работах Б. А. Скопинцева и др. [16, 17]. Вместе с тем, решая задачу биогеохимических трансформаций ОВ в изучаемой среде, в данном случае в зоне контакта пресных и морских вод, с точки зрения системного подхода [9] необходимо накапливать экспериментальные данные об ОВ в каждом из объектов системы (планктон, вода, взвесь, осадки и т. д.). Поэтому основная задача настоящей работы — количественная оценка содержания органического углерода, углеводов и углеводоподобных соединений, находящихся в водах устьев рек южных морей СССР в растворенной и взвешенной формах, их соотношения и пространственного распределения.

Материалы и методы. Материал для данной работы был собран в апреле — мае 1976 г., в основном в период паводка, в районах устьев рек Черного, Азовского и Каспийского морей, а также в Темрюкском заливе и Днепро-Бугском лимане (табл. 1). Пробы воды отбирали 7-литровым винипластовым батометром с борта малых плавсредств¹. Взвесь получали путем фильтрации через стекловолоконистые фильтры фирмы «Whatman» (размер пор около 1 мкм). Фильтрованную воду подкисляли концентрированной HCl до pH 2 и хранили до анализа при 0°—+2° С. Фильтры со взвесью высушивались при комнатной температуре и сохранялись до анализа при той же температуре. Органический углерод оп-

¹ Глубины рек в районах исследований составляли, как правило, 3—8 м, поэтому пробы воды отбирались из поверхностного и придонного слоев.

Дата	Река	Место отбора проб	Участок реки	Горизонт м	t, °C	S, ‰	Мут- ность, мг·л ⁻¹
23.IV	Дунай	Порт Вилково	Середина	0—0,25	12,7	—	272
			То же	8		—	—
			Левый берег	0—0,25		—	333
			Правый берег	0—0,25		—	335
27.IV	Днепр	Устье	Середина	0—0,25 5	11,0	1,03	5,6
						—	—
28.IV	Ю. Буг	Выше г. Николае- ва	»	0—0,25	12,0	0,08	62,3
		Ниже г. Николае- ва	»	0—0,25 6,5	10,8	—	26,5
						—	38,1
			Правый берег	0—0,25		—	27,6
			Левый берег	0—0,25		—	30,2
		Устье	Середина	0—0,25	10,0	6,19	10,0
		В 3 км мористее устья	»	0—0,25		7,57	11,0
08.V	Кубань	Петрушин рукав	»	0—0,25	—	—	119
			Правый берег	0—0,25	—	—	159
			Левый берег	»	—	—	111
		Среднее гирло, устье	Середина	0—0,25	14,0	0,10	161
		0,2 км мористее устья	»	0—0,25	—	0,09	102
		0,8 км, то же	»	0—0,25	—	3,77	59
		» »	»	3	—	—	49
		в 2 км »	»	0—0,25	—	13,29	21,1
		То же	»	4	—	—	16,2
10.V	Дон	Рукав Старый	Левый берег	0—0,25	15,0	0,45	30,2
		Дон, выше г. Азо- ва, в 17 км	То же	2		—	24,5
		от устья	Середина	0—0,25		0,41	26,4
			»	4		—	32,5
			Правый берег	0—0,25	15,0	0,40	28,3
			То же	1,5		0,38	33,6
		Песчаный рукав, устье	»	0—0,25		0,39	140,0
			»	3		—	38,7
			Середина	0—0,25	15,0	—	30,3
			»	4		—	42,2
			Левый берег	0—0,25		—	5,2
			То же	2		0,38	67,6
		2 км мористее устья		0—0,25		0,39	
23.IV	Волга	Рукав Камызяк	Середина	10		0,13	27,2
		Рукав Бахтемир		0—0,25		0,13	—
		Рукав Старая Волга	»	3		0,13	18,0
		Пос. Верхнеле- бяжье	Правый берег	0—0,25		0,13	—
			Середина	0—0,25		0,13	4,8
26.IV	Урал	Устье	»	0—0,25		0,28	89,5
			»	2,5		0,31	66,0
	Пределы						4,8—
	Среднее						—335,0
							71,6
14—18.V	Сочи	Устье	Середина	0—0,25	8,7	0,03	185
	Изымга	1 км выше устья	То же	0—0,25	8,0	0,04	912
	Чорох	3 км выше устья	»	0—0,25	—	0,04	2600
	Риони	4 км, то же	»	»	12,4	0,07	4710
	Ингури	25 км »	»	»	12,0	0,02	2390
	Кодори	2 км »	»	»	8,5	0,02	1990
	Бзыбь	10 км »	»	»	—	0,05	866
	Супса	0,7 км »	»	»	—	0,03	216
	Пределы						185—
	Среднее						—4710
							1733,6

Гидрологическая фаза	Сорг, мг/л ⁻¹			Сугл, мг/л ⁻¹			взв Сорг % от мутнос- ти	взв Сугл, % от Сорг	взв Сугл, % от мутнос- ти	Р Сугл, % от Сорг
	растворенное	взве- шенное	сумма	растворенное	взве- шенное	сумма				
Спад паводка	—	2,19	—	1,71	0,30	2,01	0,8	13,7	0,1	—
То же	3,06	6,00	9,06	0,66	0,77	1,43	—	12,8	—	21,6
»	5,72	1,10	6,82	1,13	0,21	1,34	0,3	19,1	0,1	19,8
»	5,24	6,99	12,23	1,77	0,93	2,70	2,1	13,3	0,3	33,8
»	4,90	0,92	5,82	0,88	0,19	1,07	16,4	20,6	3,4	18,0
»	—	—	—	0,62	0,12	0,74	—	—	—	—
»	—	1,94	—	1,02	0,30	1,32	3,1	15,5	0,5	—
»	2,08	2,15	4,23	—	0,28	—	8,1	13,0	1,1	—
»	—	1,05	—	0,26	0,26	0,52	3,2	24,8	1,3	—
»	—	2,54	—	—	0,35	—	9,2	13,8	1,3	—
»	—	1,86	—	—	0,34	—	6,2	18,3	1,1	—
»	3,50	1,18	4,68	0,70	0,20	0,90	11,8	16,9	2,0	20,0
»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	—	3,55	—	0,60	0,32	0,92	3,0	9,0	0,3	—
»	—	2,19	—	0,73	0,37	1,10	1,4	16,9	0,2	—
»	—	2,59	—	0,27	0,38	0,65	2,3	14,7	0,3	—
»	1,88	2,99	4,87	—	0,45	—	1,9	15,0	0,3	—
»	—	2,43	—	—	0,38	—	2,4	15,6	0,4	—
»	2,20	2,45	4,65	0,38	0,34	0,72	4,1	13,9	0,6	17,3
»	—	—	—	1,44	—	—	—	—	—	—
»	—	—	—	0,58	0,14	0,72	—	—	0,6	—
»	—	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—
Конец паводка	—	1,58	—	—	0,23	—	5,2	14,6	0,8	—
То же	—	1,33	—	—	0,16	—	5,4	12,0	0,6	—
»	—	1,26	—	—	0,22	—	4,8	17,5	0,8	—
»	—	1,54	—	—	0,22	—	4,7	14,3	0,7	—
»	—	1,76	—	—	0,25	—	6,2	14,2	0,9	—
»	—	1,30	—	—	0,36	—	3,9	27,7	1,0	—
»	—	1,82	—	—	0,29	—	1,3	15,9	0,2	—
»	—	1,81	—	—	0,24	—	4,7	13,3	0,6	—
»	4,20	1,22	—	—	0,18	—	4,0	14,7	0,6	—
»	—	2,16	5,42	—	0,30	—	5,1	13,9	0,7	—
»	—	0,45	—	—	0,08	—	8,6	17,8	1,5	—
»	—	2,84	—	—	0,36	—	4,2	12,7	0,5	—
»	—	5,33	—	—	0,50	—	—	9,4	—	—
»	—	0,71	—	—	—	—	2,6	—	—	—
»	—	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—
»	—	0,19	—	—	—	—	1,1	—	—	—
»	—	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—
»	—	0,66	—	—	—	—	13,7	—	—	—
»	—	0,71	—	—	—	—	0,8	—	—	—
»	—	2,10	—	—	—	—	3,2	—	—	—
»	1,88	0,19	4,23	0,26	0,08	0,52	0,3	9,0	0,1	17,3
»	—5,72	—6,99	—12,33	—1,77	—0,93	—2,70	—16,4	—27,7	—3,4	—33,8
»	3,64	2,02	6,42	0,83	0,31	1,15	4,7	15,5	0,8	21,7
Пик весеннего па- водка	—	4,24	—	—	0,97	—	2,3	22,9	0,5	—
То же	—	—	—	0,46	2,49	2,95	—	—	0,3	—
»	—	—	—	0,72	0,99	1,71	—	—	0,1	—
»	—	—	—	2,16	3,34	5,50	—	—	0,1	—
»	—	—	—	0,63	1,44	2,07	—	—	0,1	—
»	—	—	—	—	0,61	—	—	—	0,1	—
»	—	—	—	0,40	1,40	1,80	—	—	0,2	—
»	—	—	—	—	0,87	—	—	—	0,4	—
»	—	—	—	0,40	0,61	1,01	—	—	0,1	—
»	—	—	—	—2,16	—3,34	—5,50	—	—	—0,5	—
»	—	—	—	0,87	1,51	2,38	—	—	0,2	—

Вертикальное распределение взвешенного $C_{орг.}$ в устьях рек южных морей СССР

Река	Горизонт	Левый берег		Середина реки		Правый берег	
		мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%
Дунай	Поверхностный	—	—	2,19	0,81	—	—
	Придонный*	—	—	6,00	—	—	—
Ю. Буг	Поверхностный	—	—	2,15	8,41	—	—
	Придонный	—	—	1,86	6,16	—	—
Дон, выше г. Азова	Поверхностный	1,58	5,23	1,33	5,43	1,76	6,22
	Придонный	1,54	4,74	1,26	4,77	1,30	3,87
Дон, ниже г. Азова	Поверхностный	0,45	8,65	1,22	4,03	1,82	1,30
	Придонный	2,84	4,20	2,16	5,12	1,81	4,68
Волга, рукав Бахтемир	Поверхностный	—	—	0,78	—	—	—
	Придонный	—	—	0,19	—	—	—
Урал	Поверхностный	—	—	0,71	0,79	—	—
	Придонный	—	—	2,10	3,18	—	—

* 0,5 м от поверхности дна.

ределяли методом мокрого сжигания [6]. Общую сумму углеводов определяли фенольным методом [2].

Результаты и обсуждение их. Общее содержание $C_{орг.}$ в устьях исследованных рек меняется от 4,23 до 12,23 мг·л⁻¹ и в среднем составляет 6,42 мг·л⁻¹. В устьях равнинных рек $C_{орг.}$ присутствует преимущественно в растворенной форме (33,8—84,2%), в среднем 59,1% от суммы $C_{орг.}$. Примерно пятая часть растворенного ОВ равнинных рек представлена углеводами, на долю которых приходится 17,3—33,8%, в среднем 21,7% от растворенного $C_{орг.}$. Суммарное содержание углеводов и углеводоподобных соединений в исследованных водах составляет в среднем для равнинных рек 1,15 мг·л⁻¹, для горных 2,81 мг·л⁻¹. При этом если в равнинных реках углеводы находятся преимущественно в растворенной форме, в среднем 68,5% от суммы углеводов, то в горных реках преобладают углеводы взвеси (70,1%). Углеводы в ОВ взвеси равнинных рек составляют в среднем 15,5%. Следует отметить, что результаты определения $C_{орг.}$ и углеводов во взвеси приведены в расчете на 1 л профильтрованной воды. Следовательно, эти значения зависят от общей концентрации взвеси (мутности). Действительно, как видно из табл. 1, мутность горных рек значительно выше, чем равнинных. Это выражается в увеличении содержания во взвеси всех ее составляющих. Поэтому для оценки качественного состава самой взвеси необходимо использовать данные о содержании того или иного компонента в расчете на сухой вес взвеси. В составе взвеси (в расчете на сухое вещество) равнинных рек юга СССР содержание $C_{орг.}$ невелико и менялось от 0,3 до 16,4%, в среднем составляя 4,7%, а на долю углеводов приходилось 0,1—3,4%, в среднем 0,8%. Во взвеси горных рек доля углеводов уменьшается, они составляют там 0,1—0,5%, в среднем 0,2% от сухого вещества взвеси. Можно, по-видимому, говорить и об уменьшении в составе взвеси горных рек ОВ в целом, если иметь в виду, что между содержанием углеводов и $C_{орг.}$ во взвеси прямая связь [1, 8]. Это объясняется тем, что взвесь горных рек существенно обогащена терригенными неорганическими частицами, относительное содержание которых во взвеси еще более возрастает во время паводка.

Вертикальное и горизонтальное распределение ОВ в устьях рек южных морей СССР довольно сложно (табл. 2 и 3) и в целом свидетельствует о большой неоднородности пространственного распределения ОВ как в различных реках, так и в пределах одной и той же реки. Из табл. 2 видно, что концентрация $C_{орг.}$ взвеси даже в пределах маломощного слоя вод (3—8 м) может меняться в 2—4 раза, в одних случаях

Распределение ОВ на поверхности воды в устьях рек

Река	$C_{орг.}^в$			$C_{угл.}^p$, мг·л ⁻¹		
	у левого берега	на середине реки	у правого берега	у левого берега	на середине реки	у правого берега
Дунай	1,40 <u>0,33</u>	2,49 <u>0,81</u>	6,99 <u>2,09</u>	1,13	1,71	1,77
Южный Буг, ниже г. Николаева	2,54 <u>9,20</u>	2,15 <u>8,1</u>	1,05 <u>3,17</u>	—	—	0,26
Кубань, Петрушин рукав	2,59 <u>2,33</u>	3,55 <u>2,98</u>	2,19 <u>1,38</u>	0,27	0,60	0,73
Дон, рукав Старый Дон, выше г. Азова	1,58 <u>5,23</u>	1,33 <u>5,4</u>	1,76 <u>6,22</u>	—	—	—
Дон, Песчаный рукав, ниже г. Азова	0,45 <u>8,65</u>	1,22 <u>4,03</u>	1,82 <u>1,30</u>	—	—	—

Примечание. В числителе приводятся содержания ОВ в мг/л⁻¹, в знаменателе — в %.

обогащая придонный слой вод (Дунай, устье Дона, Урал), в других — поверхностный (Южный Буг, Дон в 17 км от устья, рукав Бахтемир). На примере вертикального распределения $C_{орг.}^в$ взвеси в р. Дон (рукав Старый Дон, Петрушин рукав) можно видеть, как резко меняется концентрация $C_{орг.}^в$ во взвеси на одном и том же участке русла (правый берег) на протяжении нескольких километров (см. табл. 1). Содержание растворенного и взвешенного ОВ в поверхностном слое вод на поперечных разрезах через русло реки может изменяться в 1,5—6 раз (см. табл. 3). При этом не отмечается какой-либо закономерной привязки экстремальных значений к тому или иному участку русла.

Таким образом, в результате проделанной работы удалось количественно оценить как растворенное, так и взвешенное органическое вещество, выносимое с речным стоком в южные моря СССР, а также показать неоднородность пространственного распределения ОВ в водах устьев рек, что следует учитывать при выборе точек отбора проб для анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев В. Е.* Углеводы во взвеси и донных осадках океана.— В кн.: Биогеохимия диагенеза донных осадков. М.: Наука, 1976, с. 20—58.
2. *Артемьев В. Е., Романкевич Е. А., Краюшкина Л. Н.* Определение общей суммы углеводов в донных океанских осадках.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 6, с. 1125—1128.
3. *Брызгалов В. А., Семенов А. Д.* О количественном определении общего содержания органических веществ в природных водах.— Гидрохим. материалы, 1966, т. XL1, с. 63—69.
4. *Дацко В. Г., Гончарова И. А., Проценко Г. П.* К изучению органических веществ Волги, Дона и Азовского моря.— Гидрохим. материалы, 1961, т. XXXI, с. 108—112.
5. *Дацко В. Г., Гусейнов М. М.* О выносе биогенных элементов и органического вещества р. Дон в Азовское море после зарегулирования ее стока.— Гидрохим. материалы, 1960, т. XXX, с. 96—105.
6. *Люцарев С. В.* Низкофононовый метод определения органического углерода в морской воде.— В кн.: Современные методы рыбохоз. морских гидрохим. исслед. М., 1973, с. 114—125.
7. *Монин А. С., Романкевич Е. А.* Проблемы биогеохимии Мирового океана.— В кн.: Современные задачи и проблемы биогеохимии. М.: Наука, 1979 (Тр. Биогеохимической лаборатории, т. XVII, с. 74—83).
8. *Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977, 256 с.

9. Романкевич Е. А. Успехи в изучении органического вещества в океане.— В кн.: Накопление и преобразование сидекацитов. М.: Наука, 1979, с. 7—17.
10. Семенов А. Д. Химическая природа органических веществ поверхностных вод.— Гидрохим. материалы, 1967, т. XLV, с. 155—172.
11. Семенов А. Д., Власова Т. А. О содержании некоторых групп органических веществ в реках Печоре, Вычегде и озере Донты.— Гидрохим. материалы, 1967, т. XLIII, с. 176—181.
12. Семенов А. Д., Немцева Л. И., Кишкинова Т. С., Пашанова А. П. О химической природе органических веществ, содержащихся в воде р. Невы.— Гидрохим. материалы, 1966, т. XLII, с. 182—185.
13. Семенов А. Д., Пашанова А. П., Кишкинова Т. С., Немцева Л. И. О содержании отдельных групп органических веществ в водах некоторых рек Советского Союза.— Гидрохим. материалы, 1966, т. XLII, с. 171—177.
14. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус).— Тр. ГОИНа, Л., 1950, вып. 17 (29), 290 с.
15. Скопинцев Б. А., Гончарова И. А. Успехи советской гидрохимии в области изучения органического вещества природных вод.— Гидрохим. материалы, 1967, т. XLV, с. 133—154.
16. Скопинцев Б. А., Крылова А. П. Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 4, с. 770—773.
17. Скопинцев Б. А., Цурикова А. П. Органическое вещество в водах Рижского залива.— Гидрохим. материалы, 1957, т. XXVI, с. 65—70.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
6.VII.1979

УДК 552.3 : 553.41 (478.9)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЧАРНОКИТОВОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ

**РЫБАЛКО С. И., ТКАЧУК Л. Г., МЕЛЬНИЧУК Э. В.,
КИРИКИЛИЦА С. И., КОРЗУН Е. В., РЫБАКОВА Э. А.**

Наличие рудного золота в прибрежно-морских и аллювиальных современных и более древних четвертичных отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы издавна привлекало внимание исследователей. До последнего времени среди геологов, работающих в Приднестровье, господствовало мнение о связи коренных источников рудного золота с древними породами фундамента Карпат. Это значительно снижало интерес к его постоянным находкам в современном аллювии рек бассейна Среднего Днестра, так как переотложенное из более древних четвертичных и плиоценовых террас, оно вряд ли могло бы накопиться в сколько-нибудь существенном количестве. Однако по этому поводу высказывались и другие точки зрения. В первую очередь следует отметить, что еще десять лет назад было высказано предположение о возможной связи рудного золота, встречающегося в районе Среднего Приднестровья, с кинварью [1].

В 1978 г. при изучении микротопографии золота из современных аллювиальных отложений р. Днестр и его притоков (рек Збруч, Смотрич, Лядава, Ушица, Дерло и др.) комплексом электронно-оптических методов было обращено внимание на чрезвычайную разнородность размеров найденных золотин, масса которых колебалась от $0,829 \cdot 10^{-4}$ до $2,273 \cdot 10^{-4}$ г, т. е. более чем на 430% [2]. Это позволило нам усомниться в удаленности коренных источников рудного золота. Если бы коренными источниками рудного золота современного аллювия Днестра и его притоков служили древние породы фундамента Карпат, то следовало бы ожидать среди найденных зерен в результате их механической дифференциации, связанной со значительной удаленностью питающей про-

винции от мест находок (более 500 км), высокую степень их сортировки. На основании изучения морфологии и микрогеохимии единичных зерен рудного золота нами была высказана мысль о наличии в Среднем Приднестровье местных коренных источников золота. Специфичный набор элементов примесей $Au \gg Zn > V > Cu > Mn > Co > Fe$ в зернах рудного золота из аллювия Среднего Днестра и его притоков, резко отличающийся от спектра примесей в карпатском золоте (в основном Ag и Hg), укрепил нашу уверенность в местных источниках питания.

Статистическая обработка данных рентгеноспектрального микроанализа (более 50 анализов на ЭММА-2) позволила оценить количественно долю местного и пришлого рудного золота в аллювии рек бассейна Среднего Днестра. В результате оказалось, что подавляющее большинство зерен, представленных овальными пластинами размерами от 0,1 до 1 мм и объемными знаками размером 1—2 мм, связано с коренными источниками, развитыми на юго-западном склоне Украинского щита. В работе [2] высказано предположение, что по геохимическим особенностям наиболее близки рудному золоту аллювия рек бассейна Среднего Днестра образования чарнокитового комплекса докембрия и днестровско-бугские зеленокаменные породы. Для подтверждения этого предположения нами были предприняты полевые и лабораторные исследования. В первую очередь детально изучались наиболее древние осадочные породы, в которых были обнаружены следы золота. Такими породами в исследуемом районе оказались отложения грушковской свиты венда.

В 1937 г. Л. Ф. Лунгерсгаузенем были опубликованы первые сведения о тектонике, геологическом строении, литологическом составе древних осадочных толщ Приднестровья. Именно тогда впервые упоминается «эллювий древней материковой поверхности», который автором размещается под континентальными осадками могилевской свиты, относимой им к кембрию [3]. В 1956 г. в работе О. В. Крашенинниковой были приведены сведения о древних осадочных образованиях на Русской платформе и ее обрамлении. Грушковские отложения считались в то время фациальным аналогом ольчедаевских песчаников [4]. Впервые в 1967 г. В. С. Заика-Новацкий, П. Д. Букатчук, В. А. Великанов и Э. Я. Жовинский предложили выделить в самостоятельную таксономическую единицу — свиту толщу красноцветных пород, развитую непосредственно на кристаллическом фундаменте, относя эти породы к элювиально-делювиальным образованиям верхнего докембрия [5].

Как установлено в последние 10 лет, породы грушковской свиты в Среднем Приднестровье пользуются широким распространением, залегают непосредственно на неровной поверхности докембрийского кристаллического фундамента и перекрываются различными осадочными образованиями волинской и валдайской серии докембрия. Наибольшие мощности осадков свиты наблюдаются в депрессиях поверхности кристаллического фундамента, в которых они достигают 30—35 м. Наиболее типичным примером залегания грушковской свиты может служить геологический разрез вблизи села Зиньки, где под ольчедаевскими отложениями свиты залегает песчано-глинистая толща пород грушковской свиты буровато-коричневого цвета мощностью до 30 м. Характерный разрез грушковской свиты отмечается также и в обнажении по р. Мурафа на северо-восточной окраине с. Грушки. Здесь на красноцветных гранитах залегают разнозернистые слабосцементированные глинистые песчаники, гравелиты и брекчии, цвет которых изменяется от красно-коричневого до розово-серого. Выше развиты зеленовато-серые глинистые породы. Мощность свиты здесь достигает 15 м. Обнажения грушковской свиты установлены также по р. Лозовой (с. Садки), на левом берегу р. Днестр между селами Пороги и Иванки, где видимая мощность осадков не превышает 5,0 м. В кровле разреза залегают песчани-

ки валдайской серии. Местами породы грушковской свиты размещены в так называемых «карманах» поверхности кристаллического фундамента, как это отмечается на левом берегу р. Нэмии между селами Озаринцы и Нэмия, где под песчаниками ольчедаевских слоев вскрываются красноцветные глинистые брекчии. Аналогичные условия залегания отложений грушковской свиты наблюдаются в карьере у северо-западной окраины с. Высший Ольчедаев на берегу р. Лядава, а также у с. Косоуцы (Молдавская ССР). Здесь на чудно-бердичевских гранитах и чарнокитах залегают кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты мощностью 4—5,8 м, перекрывающиеся песчаниками валдайской серии.

Более мощные разрезы свиты вскрываются многочисленными скважинами, пробуренными за последнее время в различных пунктах Среднего Приднестровья. Максимальные мощности грушковских отложений отмечаются, по данным бурения, на правобережье р. Днестр между селами Атаки и Сороки (Молдавская ССР). Преобладающие в разрезе аркозовые песчаники характеризуются пестроцветной окраской, разнотекстурностью и неотсортированностью обломочного материала. Выше залегают вулканические образования каменной свиты. Не менее мощные отложения грушковской свиты вскрываются скважиной, пробуренной возле с. Калюсики. Здесь под ольчедаевскими песчаниками мощностью около 20 м залегают темно-бурые и серые алевролиты с тонкими прослоями песчаников, ниже отмечается брекчированная порода с обломками кристаллических пород фундамента. Подстилающими образованиями являются красноцветные граниты. Общая мощность образований грушковской свиты здесь, по данным В. А. Великанова, составляет 18,1 м. Аналогичные разрезы грушковской свиты наблюдаются в скважинах близ сел Слобода-Гуливская и Браиловка, где вскрывается под ольчедаевскими слоями толща красновато-бурых алевролитов с тонкими прослоями разнотекстурного песчаника мощностью 5,0 м. Низы разреза представлены полимиктовыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератом. Последний сцементирован глинистым материалом базального типа. Иногда в верхах разреза алевролиты чередуются с темно-бурыми аргиллитами. Общая мощность грушковской свиты достигает здесь 19,5 м. Несколько отличаются условия залегания осадочных образований упомянутой свиты в районе г. Бучач. Здесь в кровле отложений свиты установлены породы вулканического генезиса, под которыми размещена толща катаклазированных пород, представленная продуктами разрушения кристаллического фундамента. Аналогичные условия залегания пород свиты наблюдаются и в геологическом разрезе скважины, пробуренной в г. Городок. Грушковские слои залегают здесь на породах кристаллического фундамента и перекрываются вулканическими образованиями каменной свиты.

Таким образом, совершенно очевидно, что грубообломочные породы грушковской свиты широко распространены в пределах Среднего Приднестровья, а их выгодное стратиграфическое положение (самые древние осадочные породы, залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте) с успехом может быть использовано для установления самой древней фазы коренной золоторудной минерализации. С сожалением приходится констатировать, что петрография отложений грушковской свиты в настоящее время изучена далеко еще недостаточно. В большинстве работ лишь перечисляются в качестве составных частей обломки песчаников, гранитов, мигматитов, гранитогнейсов и вкратце описывается их минеральный состав. Детального изучения петрографического и вещественного состава обломочных пород грушковской свиты с применением новейших электронно-оптических и микрорентгеноспектральных методов до сих пор не проводилось.

Такая попытка впервые предпринята авторами данной работы. Подробно изучалась петрография отложений грушковской свиты, обнажаю-

щихся в карьерах стройматериалов близ сел Высший Ольчедаев и Косоуцы, г. Ямполь, а также в скважинах, пробуренных вблизи устья р. Смотрич. В указанных пунктах отложения грушковской свиты содержат красновато-бурые разнотерные ожелезненные песчаники и конгломераты с обломками кристаллических пород, в большинстве случаев представленных мигматитами. Неравномернозернистые песчаники грушковской свиты характеризуются широким спектром (от 0,1 до 1,0 мм) обломочного, в большинстве случаев представленного кварцем, реже полевыми шпатами, гранатом, рядом аксессуарных минералов и обломками кварцитов, неокатанного или изредка слабоокатанного материала. Эти песчаники в базальных горизонтах переходят в конгломераты с размером зерен от 2 до 4 мм. Кроме перечисленных минералов в качестве кластогенного материала в них встречаются также и обломки кристаллических пород — большей частью мигматитов и гранитоиднейсов.

Кварц — основной минерал грубообломочных отложений грушковской свиты составляет в песчаниках и конгломератах от 60 до 65% валового состава породы. Размеры зерен колеблются от 0,1 до 4 мм, форма их неправильная, края корродированные. Часто кварц содержит включения циркона (до 0,02 мм), рудных минералов (до 0,01 мм) и мелкочешуйчатого бурого биотита. Полевые шпаты (5—8%) представлены микроклином и плагиоклазом, который содержится в количестве не более 1—2% и наблюдается в виде сильно корродированных зерен размером от 0,1 до 1,0 мм. Обломки плагиоклазов проявляют полисинтетическое двойникование, они сильно трещиноваты, по трещинам развиты гидроокислы железа. Микроклин обычно слабо пертитизирован, размеры зерен от 0,1 до 2,5 мм, края их сильно корродированы, обломки микроклина обладают характерным решетчатым строением, альбитизированы, содержат мелкие включения карбонатов, рудных минералов, хлорита, а по трещинам — гидроокислов железа. Анатаз (2—3%) развит в виде шетковидных друз мелких удлиненных кристаллов, выполняющих стенки пустот, внутренняя часть которых заполнена тонкочешуйчатой слюдой (серицитом). Из аксессуарных отмечаются циркон, биотит, гранаты, зерна которых неправильной формы, остроугольные, сильно корродированные, часто трещиноватые с включениями слюды и гидроокислов железа. Размер аксессуарных варьирует от 0,01 до 0,4 мм. В породе нередко встречаются корродированные обломки кварцита размером от 0,1 до 4,0 мм (содержание 6—8%). Цемент породы смешанный кварцево-гидрослюдистый и составляет 10—15% от общего содержания породообразующих компонентов.

Как оказалось впоследствии, наибольший интерес для решения вопроса о коренной золоторудной минерализации Среднего Приднестровья представляли собой обломки мигматитов (20% кварца, 50—76% полевых шпатов) в песчаниках грушковской свиты. Зерна полевых шпатов (микроклина) в мигматитах обычно вытянуты, форма их неправильная, размеры варьируют от 0,2 до 2,5 мм. Они часто содержат включения кварца, биотита и гидроокислов железа. Зерна микроклина пертитизированы. Плагиоклазы содержатся в ничтожных количествах, развиты в виде мелких сильно трещиноватых зерен с размерами 0,1—0,3 мм. Постоянно наблюдается полисинтетическое двойникование и серитизация зерен плагиоклазов. Кроме полевых шпатов из основных породообразующих минералов в мигматитах встречаются кварц (максимальные содержания до 20%), гранаты (до 5%), биотит (до 5%). Последний образует в породе цепочкообразные, вытянутые в одном направлении агрегатные скопления, как бы подчеркивающие полосчатую текстуру породы.

Субполосчатое расположение основных минералов, сильная трещиноватость, наличие мелкозернистых гранобластовых участков преимущественно калишпатового состава, некоторая округлость зерен калиевых минералов, довольно большое количество гидроокислов Fe и незна-

чительное содержание сульфидов — вот те основные признаки, которые характеризуют обломки мигматитов в песчаниках и конгломератах грушки. Сульфиды среди аксессуарных минералов мигматитов привлекли особое внимание как возможные парагенетические спутники рудного золота. С этой целью из обломков мигматитов извлечены аксессуарные пириты, которые были подвержены рентгеноспектральному микроанализу на ЭММА-2. Кроме обычных для пиритов Fe и S в исследованных образцах зафиксированы высокие содержания Cu, V и Mo, что позволило предположить сложный полиминеральный состав их. В результате рентгеноструктурного анализа установлено агрегатное строение зерен аксессуарных сульфидов. Изученные зерна представляли собой агрегаты пирита и двух кубических фаз со структурой арсеносульванита, различающихся по величине ребра элементарной ячейки. Размеры параметров элементарных ячеек:

пирит — $d=5,414\pm 0,001 \text{ \AA}$;
 арсеносульванит I фаза — $d=5,274\pm 0,003 \text{ \AA}$;
 арсеносульванит II фаза — $d=5,235\pm 0,004 \text{ \AA}$.

Данные рентгеноструктурного анализа исследованных нами и эталонных образцов приведены в таблице. Вопрос о более строгой диагностике двух мономинеральных фаз в агрегатах пирита и мышьяковистых минералов — арсеносульванита I и арсеносульванита II мог решиться лишь путем повторного рентгеноспектрального микроанализа. После тщательных поисков в исследуемых сульфидах были установлены повсеместно As и Sn (на некоторых участках). Это позволило уверенно диагностировать в агрегатах зерен сульфидов пирит, арсеносульванит ($\text{Cu}_3(\text{As}, \text{V})\text{S}_4$) и колюзит ($\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V})\text{S}_4$). Впервые обнаруженные нами в мигматитах Среднего Приднестровья среди агрегатов зерен сульфидов мышьяковистые сульфиды, арсеносульванит и колюзит не только интересны как находки редкого минерала, но и имеют важное

Данные рентгеноструктурного анализа эталонных и исследованных образцов

783/3		783/4		Арсеносульванит (M-175)				Пирит (M-124)		
I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	hkl		I	d/n, Å	hkl
						I фаза	II фаза			
3	3,32	3	3,334	4	3,34					
10	3,009	10	3,034	9	3,034					
2	2,681	1	2,626					8	2,696	
2	2,402							8	2,417	
2	2,195							7	2,206	
2	2,037	2	2,052	5	2,048					
1	1,903							6	1,908	
10	1,849	10	1,859	10	1,859	220				
1	1,783							4	1,796	
2	1,746	1	1,750	3	1,746					
5	1,628							10	1,629	311
8	1,584	8	1,592	9	1,584	311				
4	1,566	2	1,570				311			
5	1,317	2	1,322	5	1,314	400				
3	1,299	1	1,300				400			
1	1,241							3	1,239	331
3	1,211	2	1,214	7	1,207	331				
7	1,202	3	1,203				331			
2	1,183							4	1,179	
1	1,154							2	1,153	
2	1,105							5	1,105	
8	1,075	5	1,076	9	1,074	422				
5	1,069	3	1,068				422			
5	1,043							9	1,040	511
4	1,017	2	1,016	7	1,014	511				
2	1,012						511			
3	1,005									

практическое значение, поскольку позволяют однозначно установить коренные источники рудного золота в этом районе.

Наличие гидротермальных мышьяковистых сульфидов в породе, как правило, свидетельствует о наличии золоторудной минерализации гидротермальных растворов, а значит, и о совместной или близкой кристаллизации сульфидов и рудного золота. Так как во время образования пород грушковской свиты золотосодержащие мигматиты уже находились выше базиса эрозии и подвергались интенсивному выветриванию, вопрос о возрасте гидротерм решается сам собой — мигматиты прошли интенсивную гидротермальную проработку в догрушковское, т. е. нижнепротерозойское время. Не вызывает сомнения, что в настоящей статье нами рассмотрен лишь один из возможных коренных источников самородного золота в Среднем Приднестровье. Находки самородного золота в ряде левых притоков Среднего Днестра, дренирующих на современном этапе геологической истории региона силурийские и верхнепротерозойские осадочные породы (при глубине залегания кристаллического фундамента в этих местах, равной нескольким сотням метров), позволяют предположить наличие в Среднем Приднестровье также и других коренных источников самородного золота. Наиболее перспективными в этом плане, на наш взгляд, являются сквозные зоны тектонической и гидротермальной проработки фанерозойского возраста, а также диатремы вулканических аппаратов нижневендского времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов В. А., Жовинский Э. Я., Нечаев С. В., Пийяр Ю. К., Ханисенко А. М. Минеральные комплексы Подольского Приднестровья.— В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наукова думка, 1972, с. 246—268.
2. Рыбалко С. И., Мельничук Э. В., Иванченко В. Я., Рыбакова Э. А. Микрофотография золота из современных аллювиальных отложений бассейна р. Днестр.— В кн.: Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1981, с. 146—154.
3. Лунгерсгаузен Л. Ф. Деякі нові дані про найдавнішні осадові світи Поділля.— Геол. ж. АН УССР, 1937, т. III, вып. 3—4, с. 227—230.
4. Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1956, 194 с.
5. Заика-Новачкий В. С., Букатчук П. Д., Великанов В. А., Жовинский Э. Я. О стратиграфическом положении вулканических пород Подолии и Молдавии.— Сб. науч. работ Киевского ун-та, 1967, № 4, с. 36—40.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР

Поступила в редакцию
21.X.1980

ХРОНИКА

УДК 55 (061)

О ПЛЕНУМЕ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

ТИМОФЕЕВ П. П., ХОЛОДОВ В. Н., ЕРЕМЕЕВ В. В.

17 марта 1980 г. в ГИН АН СССР состоялся пленум Межведомственного литологического комитета. Пленум собирается один или два раза в год, и на нем обычно обсуждаются наиболее важные проблемы советской литологии. Заседание 17 марта было посвящено проблеме выделения и классификации геологических формаций. Оно было тем более своевременным, что в настоящее время наметился ряд глобальных обобщений на основе исследований по литологии и геохимии океанов. В связи с этим особенно актуальной стала проблема формационного анализа. По данному вопросу на пленуме выступили как ведущие тектонисты: акад. А. Л. Яншин, член-кор. АН СССР В. Е. Хаин, так и литологи: член-кор. АН СССР П. П. Тимофеев, член-кор. АН СССР Н. Б. Вассоевич, акад. АН УзССР В. И. Попов.

В докладе А. Л. Яншина нашло отражение развитие идей Н. С. Шатского, был дан краткий исторический обзор термина «формация» и рассмотрена эволюция представлений о формациях на протяжении 200 лет. Докладчик поддержал классическое определение формаций как парагенеза горных пород и подчеркнул их связь с тектоническими структурами и палеогеографическими условиями образования. Важная составная часть изучения формации — исследование вещественного состава, для характеристики формаций большое значение имеет источник — петрофонд, а также градации, предложенные И. В. Хворовой. В. Е. Хаин в своем докладе синтезировал два направления — Н. С. Шатского и Н. М. Страхова. Он подчеркнул, что у различных исследователей различный подход к термину «формация». Так, у В. В. Белоусова чисто тектонический подход, он установил, что каждая геосинклиналь проходит цикл развития и каждой ее стадии соответствует формация (терригенная, известняковая, флишевая, лагунная, моллассовая и т. д.). Классификация формаций Н. М. Страхова чисто литологическая (гумидная, аридная, ледовая), а Н. С. Шатский указывал, что по генезису пород нельзя выделять формации, необходимо учитывать тектонические и климатические условия их образования. В целом В. Е. Хаин отметил, что формации тесно связаны с тектоническими структурами и дальнейшие перспективы развития формационного анализа заключаются в применении системного анализа.

В докладе П. П. Тимофеева, который публикуется в настоящем номере, был раскрыт литологический аспект проблемы и показано, что при формационном анализе главенствующая роль принадлежит восстановлению генезиса осадков. Подчеркивалось, что формационный анализ должен быть углублением литолого-фациального анализа с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения и развития тех или иных структурных элементов земной коры. Доклад Н. Б. Вассоевича был посвящен критике парагенетического направления, при этом особое внимание уделялось вопросам происхождения термина «формация» и его пониманию. В заключение был заслушан доклад В. И. Попова, с точки зрения которого в основе формационного анализа должен лежать динамический метод исследования осадочных пород. Сущность этого направления изложена в статье, публикуемой в этом номере журнала.

В целом пленум показал, что в настоящее время нет единства в определении такого важного понятия, как геологическая формация, хотя формационное направление бесспорно является важным звеном в прогнозировании осадочных полезных ископаемых и в изучении истории развития земной коры. Пленум еще раз обратил внимание геологической общественности на развитие формационного анализа, поскольку в последнее время наступило некоторое затишье в изучении формаций. Некоторые методики полностью исчерпали себя, сейчас наметилась тенденция глобальных обобщений, назрела необходимость создания единого учения об осадочных формациях, основанного на детальном изучении конкретных разрезов.

На пленуме состоялась дискуссия, в которой приняли участие Е. В. Шанцер, Ч. М. Халифа-заде, И. В. Хворова, Д. Г. Сапожников, В. И. Троицкий, И. О. Мурдмаа, Н. Б. Вассоевич, П. П. Тимофеев, М. А. Жарков. В ходе дискуссии установлено, что нельзя противопоставлять парагенетическое и генетическое направление. Понимание генезиса формации лишь после ее выделения — ошибочное представление. Необходимо установить генезис осадков и от фациального анализа переходить к формационному. Под формацией должен пониматься естественный парагенетически связанный крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной стадии геотектонического развития. Формации — это крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающего причинные связи не только их внутреннего строения, но и природы вещественного состава.

В заключение дискуссии было принято следующее решение. Учение о геологических формациях играет огромную роль в теоретической геологии. С ним связаны поиски и прогнозирование разнообразных полезных ископаемых, разработка различных тектонических проблем и в первую очередь геологическое картирование и анализ истории развития тектонических структур. Формационный анализ широко применяется при изучении многих литологических проблем, таких, как выявление источников (петрофонд), эволюции и распространения широтно-климатических зон, распространение и история развития седиментационных бассейнов и бассейнов породообразования, исследование современных и древних океанических осадков. Важное значение учения о формациях привело к многозначности понимания термина «формация». За 200 лет существования учения о формациях было опубликовано 4000 посвященных им работ, дано около 70 различных определений термина «формация». В настоящее время в геологической науке сосуществуют стратиграфическое, литолого-тектоническое, литолого-генетическое и генетическое направления в формационных исследованиях.

Межведомственный литологический комитет считает необходимым усилить дальнейшую разработку учения о формациях, для чего особое внимание следует обратить в первую очередь на литолого-фациальное, генетическое исследование конкретных разрывов, изучение вещественного состава осадочных толщ разных районов, с тем чтобы решение проблемы выделения формаций перенести в плоскость конкретных литологических исследований. Одно из следующих Всесоюзных литологических совещаний будет посвящено учению о формациях и проведению экскурсий, в ходе которых предполагается согласовать способы выделения формаций. Труды пленума Межведомственного комитета и материалы дискуссии намечено опубликовать в виде отдельного сборника или статей в журнале «Литология и полезные ископаемые».

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
8.IV.1980

К ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЮ ПЕТРА АЛЕКСЕЕВИЧА ЧИСТЯКОВА

19 июля 1980 г. исполнилось 60 лет со дня рождения заместителя директора Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, заслуженного геолога Узбекской ССР, кандидата геологических наук Петра Алексеевича Чистякова.

П. А. Чистяков в 1942 г. с отличием окончил горный факультет Среднеазиатского индустриального института. Трудовая, точнее, педагогическая деятельность его началась с 1939 г. Одновременно с учебой в институте он преподавал в средних школах г. Ташкента геологию, минералогию и астрономию. Самостоятельные геологические исследования П. А. Чистяков начал в 1949 г. в Куликолонской экспедиции. Он участвовал в Великой Отечественной войне, сражаясь с немецко-фашистскими захватчиками на 1-м Украинском фронте в составе Гвардейского Кантемировского танкового корпуса.

В Институте геологии и геофизики П. А. Чистяков работает с 1946 г. сначала младшим научным сотрудником, с 1955 г. — ученым секретарем, а с 1960 г. — заместителем директора и заведующим лабораторией литологии осадочных формаций. П. А. Чистяков — литолог широкого диапазона. Объектами его исследований были как докембрийские, так и современные отложения. За время работы в Институте геологии и геофизики П. А. Чистяков принимал непосредственное участие в выполнении различных тематических работ: «Литология и рудоносность известняков бухарского яруса в южном и юго-западном Узбекистане», «Калийные соли юго-западных отрогов Гиссарского хребта», «Местные виды минеральных удобрений», «Рудоносность красноцветных формаций нижнего мела Южного Узбекистана и Ферганы», «Ритмостратиграфическое расчленение и петрографо-геохимические особенности докембрийских песчано-сланцевых отложений Тамдынских гор», «Изучение минералогии и литологических особенностей бокситоносных отложений среднего карбона Северного Нуратау». В настоящее время он является одним из руководителей и исполнителем работ по изучению литологических и геохимических особенностей и рудоносности верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений Западного Узбекистана. Эти работы П. А. Чистякова — значительный вклад в познание литологических особенностей рудоносных формаций и закономерностей размещения и формирования в них месторождений полезных ископаемых.

П. А. Чистяковым разработана новая классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород, которая вошла в справочное руководство по петрографии осадочных пород, изданное в 1958 г. Введено понятие о микстолитах — смешанных породах, нашедшее свое признание в среде геолого-литологов. Предположен метод математического выражения состава сцементированных обломочных пород и ряд других методических приемов литологических исследований.

В 1962 г. П. А. Чистяковым в горах Кугитанг, в районе пос. Карлюк (Туркменская ССР), открыто первое в Средней Азии месторождение полудрагоценного декоративного подолочного камня — мраморного оникса. Выявлены его качественные характеристики и даны рекомендации по его использованию. Благодаря этим работам в Узбекистане открыты новые месторождения мраморного оникса. С 1971 г. под руководством П. А. Чистякова в Институте геологии и геофизики проводились исследования по изучению современных морских отложений в пределах акватории Аральского моря с целью изучения процессов современного осадконакопления в замкнутых внутриконтинентальных морских бассейнах. Были выяснены условия концентрации в осадках рудных элементов, восстановлена история геологического развития Арала и Приаралья. Эти исследования в последние годы привлекают особенно пристальное внимание в связи с резким снижением уровня моря и решением проблемы предотвращения отрицательных последствий этого. Под руководством П. А. Чистякова ведутся работы по разработке прогноза засоленности донных осадков Аральского моря при их осушении, выполняемые по заданию ГКНТ СССР.

П. А. Чистяков автор более 95 научных работ. В их числе монография, написанная в соавторстве с Н. П. Петровым, «Литология солевых и красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссара»; работы, посвященные освоению месторождений калийных солей Тюбегепана (Узбекская ССР) и Гаурдака (Туркменская ССР), которые привлекли внимание союзных и республиканских учреждений. Он является соавтором коллективных монографий «Глубинное строение земной коры Узбекистана» (1971) и

«Допалеозойские и палеозойские осадочные формации Узбекистана» (1973), получивших высокую научную оценку геологической общественности страны. Кроме того, он ответственный редактор нескольких монографий и тематических сборников.

Особенно много сделано П. А. Чистяковым в области научно-организационной деятельности Института геологии и геофизики. Обладая широкой эрудицией, незаурядными организаторскими способностями, он много сил и энергии отдает вопросам планирования научно-исследовательских работ и их эффективному осуществлению, развитию геологической науки, подготовке научных кадров, внедрению результатов исследований института в народное хозяйство и успешному выполнению коллективом института социалистических обязательств. В успешной деятельности коллектива Института геологии и геофизики, которая за последние годы неоднократно отмечалась различными наградами, немалая доля труда принадлежит Петру Алексеевичу.

Помимо научной и научно-организаторской работы П. А. Чистяков занимался и педагогической деятельностью: в 1946—47 гг. вел курс «Геология и минералогия» на географическом факультете Ташкентского педагогического института; в 1955—56 гг. читал курс «Петрография осадочных пород» на геологическом факультете САГУ, в 1957 г. руководил дипломным проектированием на геологоразведочном факультете ТашПИ. Под его руководством защищено три кандидатских диссертации.

П. А. Чистяков является членом ряда всесоюзных и республиканских научных комиссий и секций: Среднеазиатского отделения литологического комитета, секции коры выветривания научного совета по рудообразованию при ОГГГ АН СССР, Узбекстанского отделения Всесоюзного минералогического общества и проблемного Совета по литологии и геохимии при ОНЗ АН УзССР. Он участник многих всесоюзных и республиканских научных совещаний и конференций, один из организаторов 2-го Всесоюзного петрографического совещания (1958 г.), 4-го Всесоюзного литологического совещания (1959 г.) и Среднеазиатской выездной сессии ОНЗ АН СССР (1964 г.), член оргкомитета Международного симпозиума по проблеме «Офиолиты в земной коре» и активный организатор Среднеазиатской экскурсии этого симпозиума (1975 г.), член оргкомитета полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона (1978 г.), активный участник и организатор Всесоюзного металлогенического совещания (1979 г.).

Как коммунист он активно участвует в общественно-политической жизни института и Кировского района г. Ташкента. Долгое время он был заместителем председателя президиума Кировского районного отделения общества «Знание»; в 1968 г. за активное участие в пропаганде научных знаний награжден грамотой Всесоюзного общества «Знание».

За ратные и трудовые успехи П. А. Чистяков удостоен правительственных наград — медалей «За отвагу» (1944 г.), «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» (1945 г.), «За трудовую доблесть в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина» (1970 г.) и четырех юбилейных медалей Вооруженных Сил СССР, а также двух юбилейных почетных грамот Президиума АН УзССР и Республиканского комитета профсоюза работников просвещения, высшей школы и научных учреждений (1975, 1977). В 1976 г. П. А. Чистякову присвоено почетное звание «Заслуженный геолог Узбекской ССР».

Петр Алексеевич находится в расцвете творческих сил и продолжает трудиться с присущей ему энергией и самоотдачей. От души желаем ему здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Б. А. Богатырев, Б. М. Михайлов, Д. Г. Сапожников,
П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов*



К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ АКАДЕМИКА АЛЕКСАНДРА ЛЕОНИДОВИЧА ЯНШИНА

28 марта 1981 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 50 лет научной деятельности академика Александра Леонидовича Яншина.

А. Л. Яншин является выдающимся ученым-естествоиспытателем, широкие научные интересы которого охватывают практически все направления наук о Земле.

Научная деятельность А. Л. Яншина является исключительно разносторонней и масштабной по охвату важнейших геологических проблем и представляет собой блестящий пример плодотворного сочетания науки и практики.

В нашей стране и за рубежом А. Л. Яншин известен прежде всего как крупный тектонист, основоположник учения о молодых платформах; им были установлены основные закономерности их строения и развития, что послужило основой для открытия связанных с этими структурами месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых.

Большое значение для геологической теории и практики имели работы по созданию тектонических карт, среди которых тектоническая карта Евразии, составленная под его руководством и при его непосредственном участии, представляет собой выдающееся теоретическое обобщение. Эта работа получила мировое признание и в 1968 г. отмечена Государственной премией.

Важным разделом исследований А. Л. Яншина является развитие представлений о необратимой эволюции геологических процессов в истории Земли; выявленные им закономерности послужили основой для воссоздания истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. За эту работу в 1978 г. коллективу геологов во главе с А. Л. Яншиным была присуждена Государственная премия.

В последние годы научные интересы А. Л. Яншина обращены к глобальным проблемам геологии и тектоники дна Мирового океана.

Являясь типичным представителем классической школы русской геологической науки, А. Л. Яншин помимо основополагающих тектонических работ создал ряд трудов в области литологии, стратиграфии, палеогеографии и учения о полезных ископаемых.

Еще в 1931 г. им была опубликована статья по результатам поисковых работ на фосфориты. В 30-е годы в результате исследования юрских отложений Южного Урала и Мугоджар и связанных с ними месторождений бокситов А. Л. Яншиным совместно с П. Л. Безруковым были опубликованы две монографии.

Общетеоретическое значение имеет работа А. Л. Яншина «Геологическая история Орского Урала в третичном периоде», где дано сводное литологическое описание этого района и выявлено влияние тектонических движений на их образование.

Обобщением огромного фактического материала по геологии, литологии и стратиграфии Северного Приаралья явилась монография «Геология Северного Приаралья», которая в 1952 г. была защищена в качестве докторской диссертации, а в 1953 г. за нее была присуждена премия им. А. П. Карпинского.

Работая на Южном Урале, А. Л. Яншин установил широкое распространение там континентальных мезозойских отложений и приуроченного к ним ряда россыпных

месторождений золота и платины. Помимо этих работ А. Л. Яншиным опубликован ряд статей о поисках фосфоритов и бокситов на Южном Урале и в Приуралье, о стратиграфии и литологии мезо-кайнозойских отложений этой обширной области и содержащихся в них полезных ископаемых.

В годы Великой Отечественной войны на базе этих исследований А. Л. Яншин занимался поисками и разведкой месторождений различных полезных ископаемых. Эта практическая деятельность была высоко оценена правительством. В 1944 г. А. Л. Яншин был награжден орденом Трудового Красного Знамени, а в 1945 г. — орденом «Знак Почета».

На основе теоретических исследований А. Л. Яншин в Северном Приуралье обнаружил ряд месторождений оолитовых железных руд и успешно прогнозировал поиски новых месторождений каменного и бурого угля, а также способствовал освоению пресных артезианских вод в пустынной зоне Казахстана.

С начала 60-х годов А. Л. Яншин проводит большую организационную работу, направленную на развитие широких геологических исследований Сибири и особенно на прогнозирование и поиски месторождений минерального сырья, используемого в качестве удобрений. Под руководством А. Л. Яншина на севере Монголии был открыт крупный фосфоритоносный бассейн, а в Восточной Сибири — крупнейшие месторождения калийных солей.

Практическую направленность имеет и теория эволюции геологических процессов в истории Земли, которой А. Л. Яншин уделяет в последние годы особенно большое внимание. Выявление законов эволюции процессов выветривания, осадкообразования, магматизма, формирования тектонических структур является важнейшей основой для познания закономерностей распространения полезных ископаемых в разновозрастных толщах земной коры.

А. Л. Яншин проводит огромную научно-организационную работу — он является президентом Московского общества испытателей природы, заместителем директора Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, заведующим лабораторией региональной тектоники Геологического института АН СССР, заместителем председателя редакционно-издательского совета АН СССР, членом многих научных советов и редколлегии научных журналов.

Хочется от души пожелать Александру Леонидовичу долгих лет творческой жизни и новых больших успехов в его плодотворной деятельности.

Межведомственный литологический
комитет

Редколлегия журнала



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **КАЛЕДА Г. А.**, **КОССОВСКАЯ А. Г.**,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., **ЛИСИЦЫН А. П.**, **ЛИСИЦИН А. К.**, **ЛУНЕВА О. И.**,
МИХАЙЛОВ Б. М., **РОНОВ А. Б.**, **СОКОЛОВ А. С.**, **ТЕНЯКОВ В. А.**,
ТИМОФЕЕВ П. П., **ХВОРОВА И. В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V. N. (Editor), **KALEDA G. A.**, **KOSSOVSKAJA A. G.**,
KRASHENINNIKOV G. F., **LISITZIN A. P.**, **LISITZIN A. K.**, **LUNEVA O. I.**,
MICHAILOV B. M., **RONOV A. B.**, **SOKOLOV A. S.**, **TENIAKOV V. A.**,
TIMOFEEV P. P., **KHVOROVA I. V.**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 01.04.81	Подписано к печати 27.05.81	Т-09524	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Усл. кр.-отт. 17,0 тыс.	Уч.-изд. л. 14,9
	Тираж 1189 экз.	Зак. 5377	Бум. л. 5,0

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:

- Андросов Б. Н., Колчанов В. П., Кулаков В. В. УГЛЕНОСНОСТЬ СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРИЙ ГИНДУКУША. 1977. 134 с. 93 к.
- ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. 1978. 240 с. 2 р. 50 к.
- ГЕОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ. 1977. 83 с. 72 к.
- ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ. 1975. 148 с. 1 р. 32 к.
- МЕТОДИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ. 1977. 162 с. 1 р. 10 к.
- МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ. 1978. 180 с. 1 р. 80 к.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д. ЗОЛОТО И РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РИФЕЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ). 1978. 253 с. 2 р. 20 к.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Сахно В. Г. ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА ПРИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ, ВУЛКАНИЗМЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ. 1974. 102 с. 86 к.
- ОБЛИЦОВОЧНЫЕ КАМНИ. 1974. 102 с. 69 к.
- ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОНГОЛИИ. (Труды Совместной советско-монгольской геологической экспедиции. Вып. 22). 1977. 236 с. 2 р. 70 к.
- Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. ОЦЕНКА АНОМАЛИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ. (Труды Геологического института. Вып. 13). 1978. 110 с. 1 р.
- ЦИКЛИЧНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ. 1977. 244 с. 1 р. 90 к.
- Эти книги Вы можете приобрести во всех магазинах «Академкнига».