

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

6

1994

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П. П. Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) ¹	3
Хворова И. В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 1. Основные черты седиментогенеза в эпиконтинентальных морях мезозоя и кайнозоя	23
Свальнов В. П. Четвертичные осадки Гватемальской котловины	39
Виноградов В. И., Кулешов В. П., Луканин А. О., Осокин П. В. Изотопный состав неодима и стронция в фосфоритах Монголии и Каратау как показатель среды фосфатонакопления в венд-кембрийское время	51
Холодов В. П. О чем свидетельствует изучение изотопов стронция и неодима в древних фосфоритах?	63
Мехтиев Ш. Ф., Пашалы Н. В., Буниат-Заде З. А., Джеваншир Р. Д., Иманов А. А., Хечиров М. Б., Сараджалинская Т. М. О прогнозировании глинистых флюидоупоров в глубоководно погруженных отложениях Восточного Азербайджана	73
Лисицин А. К. Экзогенные урановые месторождения — возможные места захоронения радиоактивных отходов	89
Ивановская Т. А. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях дебенгдинской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие)	101

Краткие сообщения

Буслаева Е. Ю., Новгородова М. И. Органические соединения и их металлонность в углеродсодержащих породах рудных узлов Южного Приморья	114
Седлецкий В. И., Байков А. А., Семенов Г. А. Позднеюрский галогенез и тектонический режим на Скифско-Туранской платформе	122

Методика

Кизильштейн Л. Я., Шпицглюз А. Л. Новый метод петрографического изучения фоссилизированных остатков низших растений в сапропелевых углях, горючих и черных сланцах	127
Адриан Владимирович Македонов	132
К 80-летию со дня рождения Л. Е. Штеренберга	134
Николай Павлович Хожайнов	136
Содержание журнала за 1994 год	138

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
RUSSIAN FEDERATION COMMITTEE
OF GEOLOGY AND THE USE OF
MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER
1994

CONTENTS

<i>Timofeev P. P.</i> Aspects of evolution of the study of geologic sedimentary formations (toward the theory of formational analysis)	3
<i>Khvorova I. V.</i> The oceanic type of sedimentogenesis and its peculiar features (comparative analysis of sedimentogenesis on oceanic and continental plates). Contribution I. Main features of sedimentogenesis in Mesozoic and Cenozoic epicontinental seas	23
<i>Sval'nov V. N.</i> Quaternary sediments of the Guatemala basin	39
<i>Vinogradov V. I., Kuleshov V. N., Lukanin A. O., Osokin P. V.</i> Isotopic composition of neodymium and strontium in the Mongolian and Karatau phosphorites as an index of phosphatic accumulation medium in Vendian and Cambrian time	51
<i>Kholodov V. N.</i> What evidence do the strontium and neodymium studies in ancient phosphorites provide?	63
<i>Mekhtiev Sh. F., Pashaly N. V., Buniat-Zade Z. A., Djevanshir P. D., Imanov A. A., Kheirov M. V., Sarajalinskaya T. M.</i> Toward the forecasting of clayey fluid resistors in the deeply submerged deposits of Eastern Azerbaijan	73
<i>Lisitsin A. K.</i> The exogenic uranium deposits as possible sites for the radioactive waste burial	89
<i>Ivanovskaya T. A.</i> Globular layered silicates of glauconite-illite composition in the Middle Riphean Debengdinian Formation (the Olenekian uplift)	101

In brief

<i>Buslaeva E. Yu., Novgorodova M. I.</i> Organic compounds and their metal content in coal-bearing rocks of the South Primorie ore zones	114
<i>Sedletsky V. I., Baikov A. A., Semenov G. A.</i> Late Jurassic halogenesis and tectonic regime on the Scythian-Turanian platform	122

Methods

<i>Kizil'shtein L. Ya., Shpitsgluz A. L.</i> A new method for petrographic studies of the lower plant fossil remains in sapropelic coals, combustible and black shales	127
<i>A. V. Makedonov</i>	132
<i>L. E. Shterenberg</i> (on his 80th birthday)	134
<i>Nikolaj Pavlovich Khozhainov</i>	136

© 1994 Тимофеев П. П.

АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ (К ТЕОРИИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА)¹

На основании анализа идей многих отечественных геологов, которые в той или иной мере занимались и занимаются разработкой учения об осадочных формациях, автор считает, что основоположником зарождения основ этого учения является русский ученый — академик Н. С. Шатский. Он впервые в мировой литературе высказал мысль, что сущностью учения о формациях должны быть *парагенезы* пород, образующие геологические тела в осадочной оболочке Земли. Н. С. Шатский полагал, что необходимо создать единое учение об осадочных формациях, которое должно базироваться на комплексном геологическом подходе, включая прежде всего данные литологии, стратиграфии и тектоники, позволяющие вскрыть генетические соотношения между осадками и породами и подойти к познанию строения, происхождения и размещения осадочных образований и связанных с ними полезных ископаемых. Возникло новое фундаментальное направление в геологии. В статье приведены также взгляды автора на существо разработки учения об осадочных формациях на широкой генетической основе, где формации должны отвечать геологическим телам, возникшим в стадию *седиментации* — *осаждения*. Формациеобразующими факторами являются: палеоструктура, палеогеотектонический режим, палеогеография, палеоклимат и поступающее в область седиментации терригенное, биогенное, хемогенное и вулканогенное вещество. Формационный анализ есть продолжение и всестороннее углубление комплексного детального литолого-фациального изучения осадочных образований.

Одной из особенностей любой науки является стремление к познанию процессов, обуславливающих раскрытие закономерностей развития и создание законов, определяющих их существо. Геология все еще в значительной мере остается описательной наукой, хотя уже многое сделано, чтобы она превратилась в глубоко аналитическую, направленную на решение фундаментальных проблем, имеющих глобальный характер. Для их решения необходимо создание новых направлений на широкой генетической основе, причем таких, которые были бы устремлены на познание строения, состава и, самое главное, генезиса осадков и превращения последних в породы, раскрытие внутренних связей между отдельными комплексами — парагенезами, выявление факторов взаимообусловленности структурного развития Земли и фациальных особенностей накопления осадков.

Геология в комплексе с другими науками достигла значительных успехов, появился ряд новых идей, направлений и методов, способствующих раскрытию

¹ Над этой проблемой автор работает с 50-х годов, и по мере ее разработки отдельные результаты в различном объеме публиковались [55—65], а также докладывались на специальных региональных совещаниях Междудементального литологического комитета АН СССР (как подготовка к Всесоюзному совещанию по осадочным формациям, которое, к сожалению, еще не состоялось) в Ташкенте (1983), Тбилиси (1985), Иджеване (Армения, 1987) и Баку (1989), а также на расширенном заседании кафедры литологии и морской геологии Геологического факультета Московского университета 17 февраля 1994 г., посвященном 10-летию ее организации.

еще не познанных во всем многообразии природных процессов. Во многом нас раскрепостили такие теории, как тектоника литосферных плит, концепция расширяющейся Земли, утверждения одних исследователей о древности, а других — о молодости океанов, о своеобразной эволюции свободной гидросферы и ее высшей стадии — современных океанов, а также некоторые другие теоретические разработки. Хотя, как показывает исторический анализ, многих из них в будущем ждет несомненно разная судьба.

Наука об осадочных образованиях как фундаментальный (наряду с петрологией, тектоникой и стратиграфией) раздел геологии в настоящее время приобрела черты генетической седиментологии — литологии, где в основе изучения большинства осадочных пород на начальном этапе лежит детальный комплексный литолого-фациальный анализ, базирующийся на широкой генетической основе. Применение этого метода обеспечивает познание не только генезиса осадков, но и его последующего постседиментационного воздействия на направленность и интенсивность процессов минерало-, породо- и рудообразования (в чистом виде). Однако такие факторы, наложенные как гидротермальная и вулканическая деятельность, тепловой поток, внедрение интрузий, тектонические процессы (структурообразование, геотектонический режим) и др. нарушают нормальный ход осадочного процесса. В результате формируются современные породы с кларковыми и рудными концентрациями химических элементов, а в конечном счете при благоприятных условиях образуются месторождения полезных ископаемых. Подобная направленность развития осадочного процесса привела к четкому разграничению и обособлению двух самостоятельных крупных разделов в науке об осадочных образованиях — седиментологии — седиментогенеза и литологии — литогенеза (таблица)². Это позволило индивидуализировать процессы осадконакопления и породообразования, выявить их раздельную специфику по комплексу признаков-индикаторов, а также последовательность формирования минерального состава, и в итоге установить поэтапное становление осадков в породы.

Весьма важным является вовлечение океанов, вообще, и их осадочного чехла, в частности, в процесс познания их геологии. Это позволило геологам взглянуть на планету Земля в целом, получить возможность сопоставления осадочных образований океанских и континентальных блоков Земли и прежде всего обратить внимание на процессы как в древних водоемах, так и в современных, с учетом их эволюции во времени. Еще в I в. до н. э. Тит Лукреций в своей поэме «О природе вещей» писал, что прежних нет свойств у нас (т. е. у природы), но есть то, чего не было прежде. Поэтому мы должны помнить и понимать: из того, что было в прошлом, многого уже нет в настоящем. Х. Г. Рединг считает, что «настоящее не является ключом к прошлым обстоятельствам, хотя и может приоткрывать завесу над некоторыми из них. В большинстве своем прошлые обстановки в каких-то отношениях отличаются от современных (разрядка моя — П. Т.). Поэтому мы должны быть готовы к этому и иметь мужество разрабатывать неактуалистические модели, непохожие на любые из тех, которые существуют сегодня» [49, с. 289]. Практически полное отрицание униформизма и выборочное использование метода актуализма.

Несомненным успехом в геологии в целом является зарождение нового направления в науке — учения об осадочных формациях. В конце 30-х годов нашего столетия, а именно в 1939 г. на заседаниях в Геологическом институте АН СССР, посвященных проблеме движения и развития земной коры, Н. С. Шатский выступил с обстоятельным докладом «О движении и развитии земной коры» [84], в котором основываясь на анализе комплексов осадочных и вулканогенных пород, впервые ознакомил геологов с идеей разработки нового, по существу основополагающего в геологии направления — учения об осадочных формациях и дал первое определение формации как «комплекса осадочных и

² В таблице приведены уточненные, по сравнению с ранее опубликованными [60, 66], данные.

Схема осадочного процесса

Происхождение осадочных образований									
Генезис (рождение осадка)		Физическое и биохимическое наземное и подводное выветривание (гипергенез, гальмиролиз, эдафогенез)				Седиментогенез (осадконакопление)	Бассейн осадконакопления	Седиментология	Осадочная геология
		Дезинтеграция		Новообразование минералов и их ассоциации					
		Мобилизация вещества (наземная и подводная — ветровая, водная, ледовая, биогенная, гидротермальная, вулканогенная)							
		Транспортировка и дифференциация вещества к промежуточным водоемам стока							
		Кинетогенез (изменение вещества в процессе транспортировки)							
		Образование осадка (дифференциация и транспортировка вещества к конечным водоемам стока)							
		Седиментация — накопление осадка (конечный водоем стока)							
		Терригенная	Биогенная	Хемогенная	Вулканогенная				
Апогенезис (постседиментационное преобразование осадков в породы)		Диагенез				Литогенез (породообразование)	Бассейн породообразования	Литология	
		Катагенез							
		Метагенез							
		Метаморфизм (региональный)							

вулканогенных пород, парагенетически (разрядка моя.— Л. Т.) тесно связанных друг с другом» [84, с. 4]. Н. С. Шатский, как геолог широкого профиля, понимал, что для будущего геологической науки (для решения общих и многих частных ее проблем) необходима научно-обоснованная теория, основывающаяся на трактовке наблюдаемых фактов. Он считал, что к их толкованию нужно подходить комплексно, всесторонне, с учетом всего многообразия природных явлений.

Н. С. Шатский практически заложил основы учения об осадочных формациях как о парагенетических комплексах пород; с этого момента началась его разработка, наметился качественный скачок в геологической теории.

Эти идеи Н. С. Шатского зародились не на пустом месте. Им предшествовали разнообразные исследования как самого Н. С. Шатского [83, 90], так и других геологов: А. Д. Архангельского [1, 2], В. В. Белоусова [4], Г. А. Иванова [21, 22], Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [32], В. И. Попова [41], М. А. Усова [68, 69].

После 1939 г. (до Всесоюзного совещания в Новосибирске, 1953 г.) только небольшая часть геологов, помимо решения частных и региональных задач, занималась также разработкой общих проблем геологии. Это Н. С. Шатский [85, 86], П. В. Васильев [7], Н. Б. Вассоевич [8], Ю. А. Жемчужников [17—20], Г. А. Иванов [23], Б. М. Келлер [27], Г. П. Леонов [33], А. К. Матвеев [37], А. В. Пейве [40], В. И. Попов [41—45], Л. Б. Рухин [50, 51], П. П. Тимофеев [55], М. А. Усов [70], В. Е. Хаин [72], Л. Л. Халфин [76, 77], Н. П. Херасков [79, 81] и др. В этих публикациях излагались взгляды авторов на то, как и в каком направлении следует разрабатывать учение об осадочных формациях. Одна из характерных черт всех этих исследований заключается в том, что каждый из перечисленных авторов отдавал приоритет той специализации, в области которой он проводил исследования.

Многообразие подходов к разработке учения о формациях вынудило ученых собраться на всесоюзное совещание, состоявшееся в 1953 г. в Новосибирске. Во вступительном докладе М. К. Коровина [29], было освещено состояние вопроса и намечены очередные задачи в изучении формаций. По его мнению, все исследования по этой проблеме в методологическом отношении подразделяются на две группы, на два подхода к ее решению.

Первая, относительно немногочисленная группа ученых-геологов, по его мнению, в процессе изучения формаций шла от общего к частному, т. е. ими «сначала была разработана теоретическая база в виде «геотектонической теории саморазвития материи Земли», а затем, исходя из нее и базируясь на ней, был взят отдельный, сравнительно небольшой этап развития и на нем построено учение о формациях и разработана методика выделения формаций» [29, с. 27]. В этом, с точки зрения автора, кроется одна из основных методических ошибок некоторых сибирских геологов-литологов в разработке учения о геологических формациях, что, в частности, нашло отражение в исследованиях В. П. Казаринова и группы его сотрудников. Так называемый «литолого-формационный метод» В. П. Казаринова [26] декларирует одновозрастность и планетарное развитие осадочных серий в пределах различных структурно-фациальных зон Европейско-Азиатского и Американского континентов. «Осадочная толща, заключенная между двумя генетическими рядами формаций, сложенных наиболее зрелыми породами и частично их включающая, названа нами осадочной серией. В тектоническом смысле осадочная серия соответствует времени от одного до другого минимума орогенной активности; в геоморфологическом смысле — от одного до другого максимума выравнивания; в геохимическом — от одного до другого максимума химического выветривания в областях денудации. Переходные зоны между осадочными сериями соответствуют, таким образом, смене режима седиментации. Поэтому эти зоны в большинстве случаев характеризуются сменой фаун и флор. Время, охватываемое осадочной серией, изменяется примерно в 12—15 млн. лет» [25, с. 5]. И далее: «Выделение осадочных серий проведено по многочисленным разрезам, достаточно хорошо стратиграфически изученным.

Нижний палеозой расчленен на серии в пределах западной части Сибирской платформы и в Эстонской ССР; девон и нижний карбон — в межгорных впадинах Алтае-Саянской области, на западной окраине Сибирской платформы, в пределах центрального девонского поля. Пермские отложения расчленены в Кузбассе и Предверхолянском прогибе; мезозойские и кайнозойские отложения — в Западно-Сибирской низменности, Ленской и Вилюйской впадинах, Прикаспийской впадине и в ряде других районов. Во всех изученных нами стратиграфически сопоставимых разрезах возрастные границы осадочных серий одинаковы. Это позволяет сделать вывод об одновозрастности осадочных серий (здесь и ниже разрядка моя.— Л. Т.) в пределах различных структурно-фациальных зон, часто весьма удаленных друг от друга. Следовательно, обусловившие формирование серий орогенные движения в пределах огромных площадей были одновременны. Предварительные данные о литологическом составе некоторых отложений Американской платформы и других регионов позволяют поставить вопрос о планетарной одновозрастности осадочных серий» [26, с. 5—6]. Исследование истории развития Евразии, не говоря уже о земной коре в целом, несомненно убеждает в обратном. Это очень хорошо отражено на тектонической карте Евразии, составленной под руководством А. Л. Яншина. Один из основных выводов, по мнению А. Л. Яншина, вытекающий из анализа этой карты и изложенный в объяснительной записке к ней, гласит, что «изучение материалов Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости, представление о которых лежит в основе личных теоретических выводов литологов и астрогеологов» [95, с. 30].

Вторая, более многочисленная группа ученых-геологов, по убеждению М. К. Коровина, свои исследования проводила в диаметрально противоположном направлении, т. е. они шли от частного к общему. «И, московские, и ташкентские, и бакинские ученые на протяжении многих лет занимались изучением комплексов осадков европейской части СССР, Средней Азии, Кавказа, выделяли в них, анализировали и оформляли ряд формаций, а на основе полученного при этом обширного материала только в самое последнее время дали несколько обобщающих работ цикла «Учение о геологических формациях». К последним относятся ряд работ В. И. Попова, а также новые работы Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Л. Б. Рухина, Н. П. Хераскова и др.» [29, с. 27].

Именно среди второй группы ученых-геологов зародилось несколько направлений в изучении формаций, главными из которых, по мнению И. В. Хворовой [78], были: литолого-тектоническое (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и др.), палеогеографо-тектоническое (В. Е. Хаин, В. В. Белоусов и др.), седиментационное (Ю. А. Жемчужников, Н. М. Страхов, П. П. Тимофеев и др.). Существовало также фациально-стратиграфическое (Л. Л. Халфин, Б. М. Келлер и др.) направление.

Вполне очевидно, что если идти по этому пути, то в итоге может быть выделено столько «направлений» в изучении формаций, сколько исследователей занимались или занимаются данной проблемой, что отчасти и наблюдается в настоящее время. Фактически реально существовало два основных направления — тектоническое и седиментологическое. Однако вряд ли и это могло быть оправдано [58].

Основоположителем и виднейшим представителем тектонического направления, как указывалось выше, является Н. С. Шатский. Суть этого направления заключается в том, что «в основе формационного анализа лежит изучение парагенеза пород и породных ассоциаций, их петрографического состава, строения, латеральных и временных взаимосвязей, установление закономерностей сочетания этих ассоциаций и их распределения в осадочном покрове земной коры. Большое внимание при этом уделяется сравнительному изучению формаций, их повторяемости и эволюции. Фациальный анализ (палеогеографический) при форма-

ционном исследовании не игнорируется, но ему отводится подсобная роль» [78, с. 291—292]. В. Е. Хаин, один из представителей этого направления, в 1950 г. писал, что «высшей таксономической единицей в классификации фаций является формация» [72, с. 24]. В свою очередь он подчеркивал, «что даже внешне тождественные породы двух различных формаций обычно при углубленном исследовании оказываются существенно отличными. Конгломераты флиша отличаются от конгломератов малассовой формации своим олигомиктовым составом, преобладанием цемента над обломками, незакономерным распределением по разрезу. Песчаники флиша отличаются от песчаников аспидной формации известковистостью, почти постоянным и обычно обильным содержанием глауконита, а от песчаников платформенных формаций — полимиктовым характером, закономерным и весьма заметным уменьшением зернистости от почвы к кровле и т. д.» [72, с. 24, 26]. Из этого следует, что В. Е. Хаину для выделения формаций в какой-то мере небезразличны происхождение пород и элементы общей палеогеографии. Нечто подобное можно наблюдать и в работах других представителей тектонического направления.

Седиментологическое направление заложено работами Н. М. Страхова, считавшего, что «формационный анализ должен являться продолжением и углублением обычного фациального анализа (разрядка моя.— П. Т.), его, так сказать, высшей ступенью, соответственно более трудной задачей, перед ним поставленной,— выявление естественных сообществ пород» [54, с. 59]. По его мнению, формации могут образовываться лишь из тех пород, которые возникают в одном и том же длительно существовавшем ландшафте, т. е. в одинаковых конкретных условиях климата, рельефа, тектонического режима, географической среды (суша, море и др.). Поэтому, утверждает Н. М. Страхов, задача фациального анализа состоит в том, чтобы отобрать и объединить в разрезах такие совокупности пород, все члены которых несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта, одной и той же конкретной физико-географической обстановки и в этом смысле соответствуют друг другу. «Только после проведения такого сравнительного анализа пород можно говорить о действительном установлении паранезов пород или парагенетических комплексов их, отвечающих понятию *формация*» [54, с. 59]. Н. М. Страхов считает, 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, есть формация осадочных пород» [54, с. 57].

Различные подходы Н. С. Шатского и Н. М. Страхова к изучению осадочных образований, накладывали существенный отпечаток на разработку методики формационного анализа. Несомненно, что геотектонические движения и сингенетичный структурный план являются ведущими факторами во многих геологических процессах, и именно они в значительной мере обуславливают все их многообразие. К выяснению тектонических особенностей возникновения, строения и развития регионов, к анализу геотектонических движений, порождающих палеогеографические, палеоклиматические черты образования и накопления осадков различного вещественного состава, исследователи в каждом отдельном случае должны подходить только через литолого-фациальное изучение осадков, отложений. Одни из них, однако, ограничиваются литологической характеристикой пород, а не осадков (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, угли и т. п.) и об их генезисе судят в основном по отсутствию или наличию фауны, флоры (морские — континентальные). Другие идут дальше, выделяют посредством комплексного детального литолого-фациального анализа генетические типы осадков, устанавливают их фациальную природу и выявляют черты и особенности преобразования минерального и органического веществ в процессе становления пород. Они оперируют как крупным, генетически (парагенетически) связанным комплексами осадков (пород), так и отдельными их составляющими (аллюви-

альными, дельтовыми, озерными и другими песчаниками-гравелитами, лагунными, морскими, океанскими, озерными, пойменными алевролитами, аргиллитами, карбонатами и т. п.), которые позволяют восстанавливать детали строения и развития процессов седиментогенеза и литогенеза, формирования тектонических структур и их эволюцию со времени образования до современного состояния.

Н. С. Шатский, очевидно, не был в полной мере удовлетворен состоянием разработки учения об осадочных формациях. Он понимал, что существующие односторонние подходы к этой проблеме не смогут обеспечить ее решение. Поэтому не случайно он в докладе на X студенческой конференции Московского геологоразведочного института 22 марта 1954 г. [89] отмечал, что в будущем формационный анализ принесет большую пользу, поскольку «это связано с тем, что в нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы (разрядка здесь и ниже моя.— Л. Т.). И такой единый формационный метод должен дать эффективные результаты. Я хотел здесь рассказать о тех первых шагах нового метода, который в настоящее время еще возникает в геологии. Вам придется развивать то, что начато нами» [89, с. 12]. В начале своего доклада он указывает, что «следует отметить два обстоятельства: во-первых, формации до сих пор не распознавались и не изучались и, во-вторых, формации дают не только метод структурного анализа, но и метод изучения и прогноза полезных ископаемых» [89, с. 7]. Н. С. Шатским был предпринят ряд, хотя не всегда удачных, попыток описания и создания классификаций (например, разрез в Египте на границе с Суданом [89, с. 11]). Это его явно озадачило, и уже в 1960 г. он пришел к выводу, что в дальнейшем нужно идти по несколько иному пути. «Я ясно себе представляю,— писал он,— что все это лишь начало исследования в этой области, но мне кажется, что изучение осадочно-вулканогенных парагенезисов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами» [87, с. 72].

Принципиальные высказывания Н. С. Шатского о необходимости вскрытия генетических соотношений между породами (все еще породами, а не осадками), а также решения всесоюзного совещания в Новосибирске (1953) привлекли внимание многих геологов к этой проблеме. Над разработкой учения об осадочных формациях трудились Н. С. Шатский [87—89], П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа [3, 39], В. В. Белоусов [5]; К. В. Боголепов [6], Н. Б. Вассоевич [9, 10], В. В. Меннер [9, 10], Ю. А. Воронин, Э. А. Еганов [11, 12, 16], Н. Л. Добрецов [13], В. И. Драгунов и др. [14], М. С. Дюфур [15], Г. А. Иванов [24, 25], В. П. Казаринов [26], Б. М. Келлер [28], Г. Ф. Крашенников [30, 31], Г. П. Леонов [34], А. Е. Лукин [36], А. К. Матвеев [38], В. И. Попов [46, 47], Л. Б. Рухин [52], Н. М. Страхов [53, 54], П. П. Тимофеев, В. И. Троицкий, А. В. Щербаков и В. А. Ильин [55—67], В. Т. Фролов [71], В. Е. Хаин [73—75], И. В. Хворова [78], Н. П. Херасков [80], Е. В. Шанцер [82], В. Н. Шванов [91], В. М. Цейслер [92, 93], Э. Н. Янов [94], А. Л. Яншин [95, 96], а также ряд исследователей, опубликовавших свои работы в тематических сборниках [35, 48]. Однако подавляющая часть геологов не обратила должного внимания на эти высказывания Н. С. Шатского и при изучении осадочных образований не пошла по пути установления их генезиса и вскрытия парагенетических соотношений между ними. Они избрали чисто формальный «американский» путь. Нельзя всерьез принимать работы тех геологов, которые любой разрез осадков (пород) или даже серию этих разрезов, не изучив их всесторонне и прежде всего их генезис, принимали за формацию. Формация есть конечный результат, а не начальный этап исследования.

Этой проблеме автором посвящается серия специальных статей³ под девизом «к теории формационного анализа», в которых будут рассмотрены различные аспекты зарождения и состояния учения об осадочных формациях, пути разработки

³ Первая статья уже опубликована [65].

учения на широкой генетической основе с целью создания, как завещал Н. С. Шатский, целостного единого учения на базе достижений современной научной мысли.

В данной, второй статье на основании анализа (а не критического исторического обзора) идей многих отечественных геологов, которые в той или иной степени с разных позиций предпринимали или предпринимают попытки внести вклад в создание учения об осадочных формациях, автор пришел к выводу, что прежде всего исследования Н. С. Шатского и Н. М. Страхова оказали существенное и определяющее влияние на разработку нового фундаментального направления в геологической науке — учения об осадочных формациях, которое, по их мнению, должно базироваться на широкой генетической основе. В конечном счете и Н. С. Шатский практически согласился с тем, что формационный анализ есть продолжение и углубление детального комплексного литолого-фациального анализа (фиг. 1)⁴, что несомненно обусловит более высокий уровень системного анализа организации познания осадочных образований [65]. В последующих сообщениях автора будут детально рассмотрены отдельные проблемы формационного анализа, развиваемые некоторыми исследователями, и даны их истолкование и оценка с генетических позиций.

В чем заключается сущность учения об осадочных и вулканосадочных формациях? Из каких основных взаимосвязанных проблем должен состоять формационный анализ? В нашем представлении он должен прежде всего состоять: из методики, факторов, определяющих типы парагенезов, самих парагенезов, описания и выделения, классификаций, сравнительного анализа, пространственных и временных соотношений и, наконец, определения понятия «осадочная формация». А всему этому должен предшествовать детальный комплексный литолого-фациальный анализ. Эта генетическая основа, на которой, по мнению автора, должно разрабатываться учение об осадочных формациях.

Ф о р м а ц и я по существу — это геологическое тело, а раз так, то оно имеет объем, т. е. трехмерное измерение. Отсюда следует, что осадочная оболочка Земли состоит из таких тел («кирпичиков» — формаций), которые находятся в парагенетических связях.

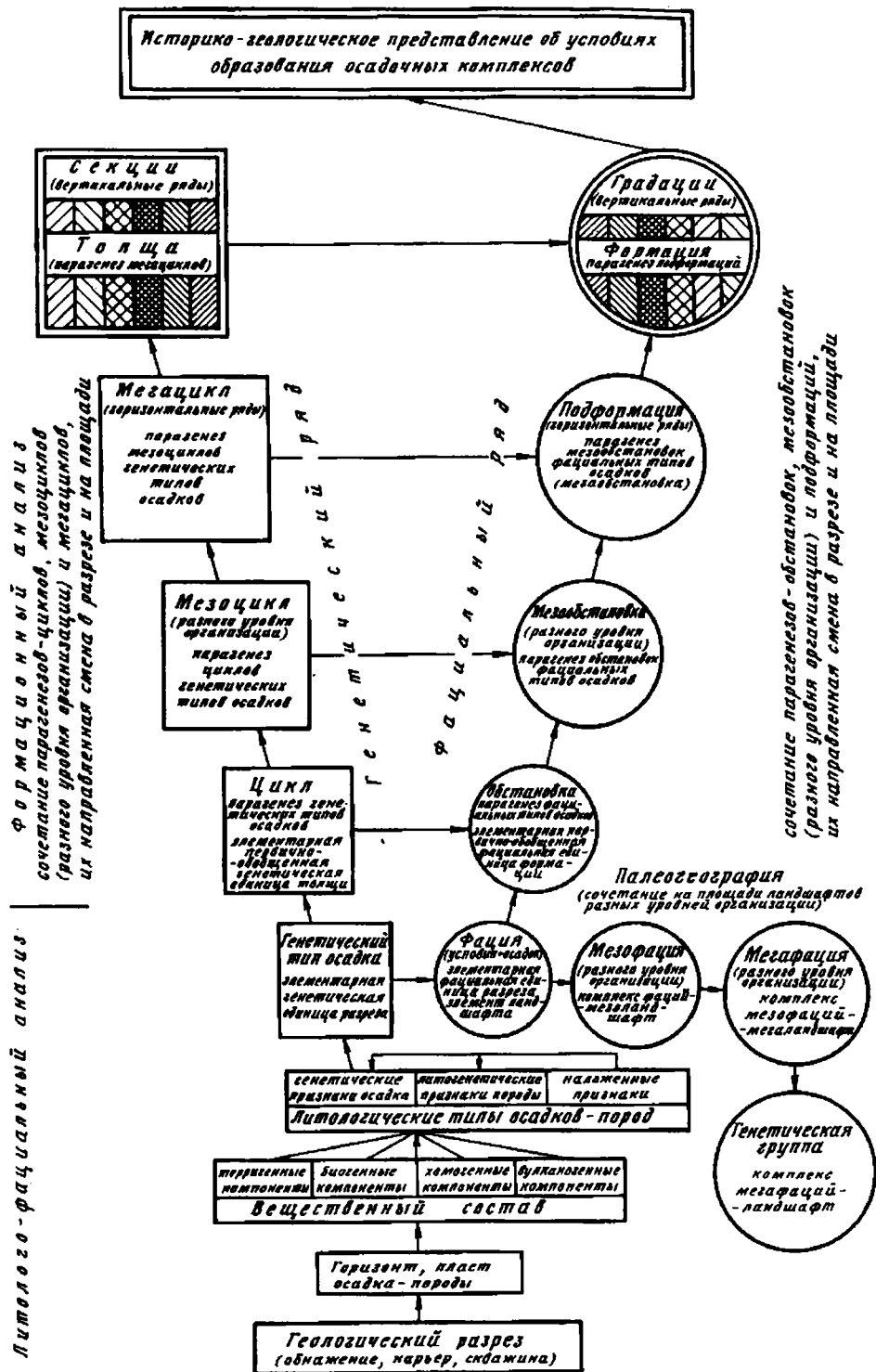
Н. С. Шатский в своих работах неоднократно подчеркивал, что «почти все исследователи сходятся на том, что породы, слагающие формации, находятся в парагенетических отношениях, что формации представляют собой, таким образом, не случайные выборы пород, а совершенно определенные ассоциации, сообщества, отражающие определенные естественно-исторические тела. Поэтому мне кажется, что в настоящее время совершенно недостаточно простой констатации парагенетических связей между членами формаций, а необходимо детальное изучение этих связей и выявление их природы» (разрядка моя. — П. Т.) [89, с. 156].

Термин *формация* (формирование, образование) существует с давних пор и использовался в самых различных науках и разделах геологии. Но никогда не являлся основой для создания какой-либо стройной концепции для обобщения существа природных процессов на более высоком уровне организации геологической науки. Его использование в геологической литературе имеет длительную историю. Он неоднократно трансформировался, приобретая разные определения, и естественно имел неодинаковое содержание и значение. Об этом с очень разной степенью детальности и полнотой изложено во многих трудах геологов, которые упоминались выше.

Термин *формация* использовался, с одной стороны, для обозначения местных стратиграфических подразделений (свит, горизонтов, толщ), а с другой — для изучения естественных сообществ горных пород.

Первое направление преобладало и нашло широкое распространение на западе (особенно в американской геологической литературе), где и в настоящее время

⁴ Схема, приведенная на фиг. 1, уточнена по сравнению с ранее опубликованной [58].



Фиг. 1. Схема литолого-фацциального и формационного анализа осадочных образований

используется многими исследователями в этом смысле. Как правило, в русской геологической литературе часто любая более или менее обособленная толща, горизонт или даже свита, ярко бросающаяся в глаза, называется формацией.

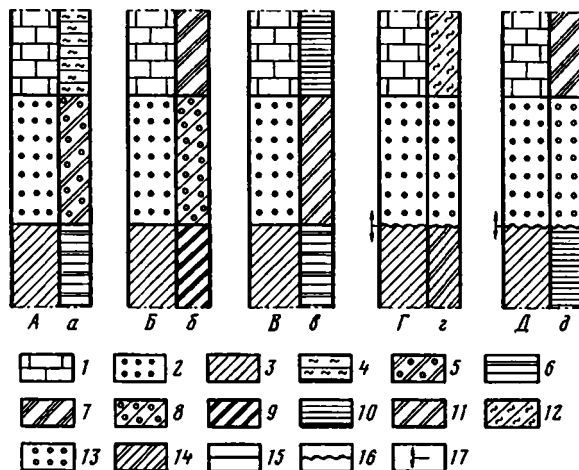
Второе направление практически возникло в русской геологической литературе и термин *формация* давно приобрел иное принципиальное значение. Так, еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, занимаясь изучением магматических образований, использовал этот термин для выделения петрографических формаций. Под последними он понимал «совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшей, контактные ее действия, продукты плавления и ассимиляции посторонних магм, связанные с нею пегматитовые жилы, рудные месторождения» [32, с. 5]. Этот термин им вводился для изучения естественных сообществ горных пород. В определении нет упоминания о том, что совокупность всех пород (естественных сообществ горных пород) — это геологические тела (как нет также во многих последующих определениях). Однако Ф. Ю. Левинсон-Лессинг задачи петрографов подразделяет на две части: геологическое изучение горных пород как геологических тел (разрядка моя. — П. Т.) и петрографическое изучение пород как минеральных агрегатов [32]. Необходимо отметить, что Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в своих исследованиях в первую очередь придает значение происхождению пород и считает, что их совокупность или сообщества не случайны, а генетически обусловлены. Несмотря на то, что это касалось только петрографически изученных изверженных формаций, его представления обозначили в перспективе новый, генетический подход к изучению всех пород, включая осадочные и вулканогенно-осадочные образования.

Определенное значение для разработки основ учения об осадочных формациях имели исследования М. А. Усова. Он широко применял этот термин в своих тектонических построениях и выделял формации не только среди осадочных, но и среди изверженных пород. Свое определение формации М. А. Усов дал в более поздней работе (1945 г.), где сформулировал свое понимание взаимоотношений фаций и формаций. «Формация, — писал он, — толща непрерывных осадков, отделенных от других формаций тектоно-денудационным перерывом, свита — часть формации» [70, с. 24]. Надо полагать, что давая определение понятия *формация*, он не делал различий между употреблением терминов *осадки* и *породы*.

М. А. Усов считал, что для формаций характерны две особенности — сходные условия образования пород и перерывы, ограничивающие формации. Этих двух формациеобразующих факторов было весьма и весьма недостаточно для выделения формаций. Однако М. А. Усов, так же как и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, придавал определенное значение происхождению пород, но не мог абстрагировать свои представления от местных стратиграфических схем.

Работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и М. А. Усова сыграли определенную роль в дальнейшем развитии геологической теории, подчеркнув в ней важное значение познания происхождения пород как одного из факторов, определяющих облик геологических тел — формаций. Но их представления были еще элементарны и не могли стать основой для создания стройной теории и нового научного направления в геологии. К сожалению, роль генезиса пород не нашла отражения в ранних работах Н. С. Шатского, что определенно сказалось на последующие работы геологов в этом направлении.

Н. С. Шатский при попытках разработки учения о формациях в конечном счете пришел к выводу, что эмпирический подход к выделению формаций неприемлем и что разработка учения об осадочных формациях должна пойти по пути выяснения происхождения пород. Хотя он, очевидно, по-прежнему полагал, что сперва парагенезы, а затем их происхождение, а не наоборот. На его взгляды в дальнейшем несомненно повлияли исследования, проводимые литологами и прежде всего Н. М. Страховым, Ю. А. Жемчужниковым и др., которые считали, что в основу разработки методики формационного анализа осадочных образований прежде всего должно быть установлено установление их



Фиг. 2. Некоторые типы литологических комплексов осадков — пород (А—Д) и парагенезов фациальных типов осадков (а—д) 1—3 — комплексы (1 — карбонатный ил — известняк, 2 — песок крупнозернистый — песчаник крупнозернистый, 3 — глина, алевроит мелкозернистый — аргиллит, алевролит мелкозернистый); 4—14 — парагенезы, представленные комплексом фаций: 4 — залив-лагуна, 5 — прибрежное подвижное морское мелководье, 6—7 — шельф (6 — внешний, 7 — внутренний); 8 — дельта, 9 — торфяное болото, 10 — абиссальная платформа, 11 — континентальный склон, 12 — лагуна, 13 — речное русло, 14 — подножие континентального склона; 15 — постепенный переход или отчетливый контакт; 16 — эрозионный размыв; 17 — границы парагенезов

генезиса с последующим выделением парагенезов. Это же заставило Н. С. Шатского отойти от одностороннего подхода выделения формаций, как это делали Н. П. Херасков [80] и многие другие, отдававшие приоритет тектонике.

Таким образом, Н. С. Шатский в 1960 г. считал, что мы находимся в начале исследования и такое учение еще нужно создавать. Но это был прогноз на дальнюю перспективу с прицелом разработки единого учения об осадочных формациях, основанное на комплексе как различных разделов геологии, так и смежных наук. И это не случайно. Весь ход развития генетического направления в геологической науке убедил Н. С. Шатского в том, что только через познание генезиса можно подойти к решению многих проблем геологии, и прежде всего, к разработке единого учения об осадочных формациях.

Итак, формация — это парагенезы. Но это парагенезы не пород, а осадков, отражающих их генезис; это парагенезы генетических и фациальных типов осадков (фиг. 2). А что такое парагенезы? Автор этого термина Брейтгаупт, как пишет В. И. Попов [46], «при установлении парагенезиса (минералов) предусматривал только выявление совместного залегания слагающих его тел в земной коре, но ничего не говорил о необходимости выяснения их происхождения. Этим открывался путь для описательного морфологического понимания парагенеза формаций и даже для его противопоставления генетическому представлению о последних» [46, с. 10]. Однако было и другое представление, отвечающее существу понятия этого термина — под парагенезами понимали не только сонахождение, но и происхождение осадков при их равном соотношении, т. е. когда они неразрывно связаны друг с другом и составляют единое целое. Это понимание парагенезов положено нами в основу дальнейшего развития учения об осадочных формациях.

Но как устанавливать парагенезы? С самого начала появления представлений о формациях возникли разногласия между Н. С. Шатским и Н. М. Страховым, между тектоническим и седиментологическим пониманием этой проблемы, которые сказались на многих аспектах и планах дальнейшей разработки учения о формациях.

Н. С. Шатский отмечал в 1959 г., что Н. М. Страхов «принял основной

принцип установления формаций — парагенетическое сочетание, а пошел по пути установления генезиса, условий процесса, оборванности процесса, продолжительности процесса, по пути восстановления условий осадкообразования, а не по пути выяснения парагенеза» [88, с. 184]. Весь вопрос в том, в какой последовательности это делать — до или после выделения формаций.

Я полагаю, что здесь разногласия заключаются не в том, нужно или не нужно знать генезис, а в том, что Н. С. Шатский по парагенезам выделял формации до определения генезиса отложений, т. е. на начальном этапе изучения отложений, а затем говорил о необходимости изучения их генезиса. Н. М. Страхов не утверждал: чтобы понять парагенезы, необходимо прежде всего изучить генезис отложений, твердо установить возможные парагенезы и потом выделять формацию. Поэтому у Н. М. Страхова формации — конечный этап изучения осадочных образований, а не начальный, как у Н. С. Шатского.

Это, вероятно, дало основание Н. С. Шатскому согласиться 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 [54] в том, что все члены формации несут на себе отпечаток одного и того же ландшафта. Как тогда быть с угленосными формациями, особенно параличскими, представителями которых являются карбоновые отложения Донбасса, Рура, Уэльского, Пенсильванского бассейнов и других регионов мира? Вряд ли можно сомневаться, что это единые обособленные угленосные формации. Каждая из них характеризуется неоднократной сменой 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. В свою очередь нельзя и согласиться с В. И. Поповым, который в среднекарбоновой толще Донбасса выделил до 200 «формаций» — угольные пласты и междупластия. В действительности же они представляют собою ни что иное, как отдельные фациальные комплексы единой формации.

Одной из главных задач при разработке учения об осадочных формациях является необходимость установления парагенезов, возникших не из сочетания пород вообще, а из фациальных типов осадков. Если рассматривать породы без учета их генезиса, то видим отложения, которые прошли стадию седиментогенеза и частично или полностью стадии литогенеза. Последняя стадия включает не только фациальные условия образования осадков, но и последующие постседиментационные изменения. Необходимо полностью абстрагироваться от признаков породообразования, а по сочетанию признаков осадка познать первично образованные тела, отражающие прежде всего палеоструктуру, палеотектонический режим, палеогеографию, а также палеоклимат и тип поступающего в бассейн седиментации вещества.

Можно ли выделить парагенезы без предварительного установления генезиса осадков — пород? Нельзя, поскольку это будут только литологические комплексы (см. фиг. 2, А—Д), не имеющие ничего общего с истинными парагенезами. Они по литологическим признакам могут практически не отличаться друг от друга, но резко различаться по генезису и не иметь смежного нахождения. Так, на фиг. 2, г, д нижние части разрезов относятся к предыдущим парагенезам, а верхние — к последующим, разделенным эрозионными размывами. Здесь резко различны не только местонахождения, но и генезис. Не исключено, что некоторые литологические комплексы после их дальнейшего детального изучения и установления генезиса могут оказаться истинными парагенезами. Поэтому для установления истинных парагенезов сначала следует определить генезис осадков и их сонахождение.

Какое геологическое тело следует принимать за формацию?

В середине 40-х годов под руководством Ю. А. Жемчужникова на материалах

угленосных отложений Кизеловского, Кузнецкого и Донецкого бассейнов, разрабатывалась методика фациально-циклического анализа, которая в своей второй части, т. е. циклическом анализе, уже имела аспект формационного подхода к осадочным образованиям. В основу были положены идеи Н. С. Шатского о парагенезах, парагенетических комплексах пород. Среди угленосных отложений были выделены различные группы и типы элементарных циклов, представляющие парагенезы генетических типов осадков. Под генетическим типом осадка, или генотипом, понимается один или несколько парагенетически связанных литологических типов осадков — литотипов, представленных терри-, био-, хемо- и вулканогенными компонентами, обладающими совокупностью генетических признаков осадка, отражающих общность условий их накопления. Анализ генетических типов осадков позволяет перейти к восстановлению условий их накопления и выявлению элементарных обстановок осадконакопления, представляющих парагенезы фациальных типов осадков. Каждому циклу отвечает обстановка осадконакопления (см. фиг. 1). Под фациальным типом осадка, или фацией, понимается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались парагенетически связанные генетические типы осадков, а также сами осадки, обладающие определенным сочетанием генетических признаков (условия + осадок). Анализ разрезов показал, что циклы — обстановки осадкообразования располагаются в разрезе не беспорядочно, а сменяют друг друга в определенной последовательности, отражая в каждом случае своеобразие направленности процессов осадкообразования, что придает разрезам циклическое строение, которое характерно для всех осадочных образований, хотя в каждом отдельном случае оно имеет свои специфические особенности.

Это и послужило автору основой для разработки методики формационного анализа, основанного на строении парагенезов, их расположения в разрезе и на площади, а также направленной смены во времени и пространстве. В результате этого в начале 50-х годов была создана схема основ методики детального литолого-фациального и формационного анализа в виде историко-геологического представления об условиях формирования осадочных комплексов (см. фиг. 1), которая в дальнейшем вошла в ряд публикаций [57, 58].

Элементарные циклы — обстановки осадконакопления, с которых начинается формационный анализ, представляют собою не что иное, как типичные парагенезы. Под элементарным циклом нами понимается полифациальный комплекс осадков, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) различных генетических типов, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности, а под элементарной обстановкой осадконакопления — комплекс парагенетически связанных фаций, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности, отвечающий тому или иному типу цикла. Их название дается по преобладающему и более типичному для них набору генетических и фациальных типов осадков. Существует довольно большое число парагенезов, главнейшими из которых являются группы: континентально-морские, прибрежно-морские, собственно морские (за пределами шельфа) и океанские. В свою очередь они подразделяются на типы, характеризующие определенные зоны седиментации. Каждый из них представляет набор генетических и фациальных типов осадков, отражающих трансгрессивную и регрессивную фазы развития той или иной зоны осадконакопления. В строении парагенезов участвуют терри-, био-, хемо-, вулканогенные и другие типы осадочных отложений⁵. Сингенные внедрения инородных геологических тел при накоплении осадков и образования их генетических типов включаются в парагенезы как их родственные члены.

Эти элементарные циклы — обстановки осадконакопления являются первич-

⁵ Их типы неоднократно описаны в литературе, посвященной осадочным образованиям.

но-обобщенными генетическими единицами разреза толщи осадков — формации, с которых начинается методика собственно формационного анализа, описания и выделения формаций в осадочном чехле Зсмли. Смена условий седиментации с направленным периодическим изменением палеогеографии и геотектонического режима в тех или иных палеоструктурах в свою очередь приводит к определенным более сложным сочетаниям элементарных циклов-обстановок осадконакопления. Образуются более крупные таксономические единицы разреза — мезоциклы разных уровней организации и мегациклы (парагенезы мезо- и мегациклов) и соответствующие им мезообстановки разных уровней организации и подформации (парагенезы мезо- и мегаобстановок). Следовательно, мегациклы и подформации в конечном счете образуют толщи осадков и формации, возникают крупные, четко обособленные парагенезы генетических типов и обстановок осадконакопления.

Если обобщать далее, увидим, что мегациклы образуют толщу, а из подформаций составляются формации, дающие историко-геологическое представление об условиях образования определенного комплекса осадков, составляющих геологическое тело. Осадочные формации состоят из подформаций, каждая из которых отражает крупные этапы в образовании формаций на всей площади их распространения и могут быть использованы для разработки стратиграфии. Однако если проследить строение какой-либо формации в различных частях палеоструктур, отвечающие, как правило, разным палеогеографическим ландшафтам бассейна седиментации, то можно установить, что разрезы неодинаковы как по литологии, так и по фациальному составу и они постепенно изменяются в латеральных направлениях. В результате этого крайние разрезы одной и той же формации могут настолько различаться, что их нельзя точно сопоставить друг с другом. Поэтому каждая формация может быть подразделена на вертикальные ряды, которые следует называть, по предложению И. В. Хворовой [78], градациями (см. фиг. 1). Градация — часть формации, которая характеризуется определенным строением всего разреза (по вертикали) в зависимости от развития соответствующей части палеоструктуры в течение всего времени ее образования. Сопоставление смежных градаций позволяет выявить латеральные переходы, характеризующие пространственные изменения строения формаций на площади и в разрезе. В генетическом ряду каждой градации соответствует своя секция, представляющая собой часть разреза и состоящая из мегациклов определенного типа.

Из сказанного следует, что под формацией следует понимать естественный парагенетически связанный местом и условиями образования крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующей определенной стадии его тектонического развития. При таком подходе осадочные формации выступают как крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающие не только причинные связи своего внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями.

Формации — это геологические тела, из которых складывается осадочная оболочка Земли в целом. Они приурочиваются к определенным палеотектоническим структурам (с соответствующими палеогеотектоническими режимами) и характеризуют последовательно сменяющиеся этапы и особенности их геологического развития, т. е. отражают эволюцию типов осадочного процесса, бассейнов осадконакопления, происхождение и размещение кларковых и рудных концентраций химических элементов в осадочном чехле Земли, а также месторождений полезных ископаемых.

Формации — это генетически обусловленные геологические тела, а формационный анализ — продолжение и углубление фациального анализа.

Выделенные формации, представляющие конечный этап комплексного иссле-

дования, базирующегося на широкой генетической основе, приобретают, по нашему мнению, право на существование. Только такие формации в дальнейшем могут быть положены в основу их сравнительного анализа, глобальных корреляций геологических процессов и явлений в земной коре. Это позволяет более обоснованно сформировать историко-геологическое представление об условиях формирования и эволюции осадочных образований, развитии тектонических структур во времени и пространстве на океанских и континентальных блоках Земли.

Каковы же факторы, которые необходимо положить в основу выделения формаций?

Н. С. Шатский в 1959 г. [88] отмечал, что имеется много факторов, определяющих появление и распределение формаций, но одни из них главные, ведущие, другие менее главные, третьи — второстепенные. По его мнению, главным фактором является тектоника, и поэтому при изучении формации одним из основных вопросов является происхождение мощности, анализ которой позволяет говорить об интересном свойстве — асимметричности формаций, которая практически полностью зависит от характера тектоники и геотектонического режима. Вторым по значению фактором Н. С. Шатский считает климат, имеющий огромное значение, особенно в тех случаях, когда он не подчиняется тектоническому фактору, т. е. когда осадкообразовательный процесс идет сравнительно медленно и влияние климатического фактора проявляется необычайно рельефно. «Особенно важное значение климатический фактор имеет в деле выяснения закономерностей распределения полезных ископаемых и их происхождения» [88, с. 180]. Его влияние хорошо проявляется на платформах и совсем плохо — в эвгеосинклиналях.

Огромное значение Н. С. Шатский придает возрасту, поскольку процессы образования осадков эволюционировали во времени — менялись типы бассейнов седиментации, изменялся характер химизма вод, состав атмосферы, животный и растительный мир и т. п.

Наше детальное комплексное литолого-фациальное изучение осадочных образований позволяет выделить следующие главные формациеобразующие факторы: 1) палеоструктуру, 2) геотектонический режим, 3) палеогеографию, 4) палеоклимат, 5) терри-, органи-, хемо- и вулканогенные вещества, поступающие в область седиментации.

Нам представляется, что главенствующая роль принадлежит первым трем факторам, которыми определяются размер, объем и мощность геологического тела, его конфигурация, тип разреза, генезис слагающих формацию осадков. В первоизданном виде пространственные контуры формаций совпадают с границами палеоструктур. Факторами весьма важными, но как бы второго плана, являются палеоклимат и вещество. Климат характеризует тип седиментации — гумидный, аридный, ледовый, вулканогенный. При определенных условиях он может меняться в пределах образования формации при неизменном сочетании первых трех факторов (юрские формации Средней Азии и Южной Сибири, среднего и верхнего карбона Донбасса и многие другие). Вещество же определяет геохимический облик формации. Если оно типично для той или иной формации или ее частей, то входит в их название (угленосная, бокситоносная, железорудная и др.). Климат и вещество дополняют, усложняют, но не изменяют основного существа формаций, хотя некоторые члены и выпадают из разреза. Однако без их учета не могут быть полностью познаны все процессы возникновения и литогенетического преобразования осадочных формаций.

Как известно, подавляющее число геологов полагают, что за формацию следует принимать определенную ассоциацию пород, т. е. осадочные образования, прошедшие стадию литогенеза и залегающие в современной тектонической структуре. Поэтому, по их мнению, могут быть песчаная, карбонатная, флишевая, молассовая, шлировая, отдаленно-кремнистая и многие другие им подобные формации, представляющие образования отдельных палеогеографических зон бассейнов седиментации.

Существует и другая точка зрения (разделяемая автором), согласно которой считается, что весьма важным аспектом развития учения о фациях является то, что за формацию следует принимать геологическое тело, которое возникло в седиментационную стадию. Это и будет истинное изначально образованное геологическое тело — формация. В современных структурах, как правило, сохраняются остатки генетически обусловленных геологических тел. В качестве примера можно привести угольные бассейны, в которых сохранились те или иные части былых угленосных формаций.

Приняв осадочную формацию за первичное генетически обособленное седиментационное геологическое тело, можно правильно понять эволюцию формаций в процессе литогенеза, развитие тектонических структур и положение месторождений полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли.

Н.С. Шатский в 1959 г. дал следующее определение формации: «Осадочными формациями называются естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород (а не осадков.— *Л. Т.*), составляющие члены которых, т. е. слои, пачки, породы, свиты, отложения, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральных направлениях» [88, с. 175]. Годом позже [87] он разъясняет, что формации — крупные таксономические единицы осадочной оболочки. Они, т. е. формации, представляют собой естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы. Специфические черты этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур.

Вполне естественно, что если выделяли формации, то и пытались их классифицировать. Н. С. Шатский полагал, что «в этом отношении сделано довольно много, но недостаточно хорошо. Я, а за мной и другие товарищи, в частности Л. Б. Рухин, в качестве основного признака формации положил тектонический, разделив формации на геосинклинальные, платформенные и переходные». И тут же добавляет, что «В настоящее время такая классификация может оказаться не полезной (разрядка моя.— *Л. Т.*) для дальнейшего развития учения о формациях. Мы здесь заранее предопределяем, что формации, обнаруживающиеся в геосинклиналях, не могут встречаться на платформах. А можем ли мы поручиться за это? Нет. Наоборот, мы встречаемся с похожими формациями и на платформах, и в геосинклиналях. Когда Л. Б. Рухин перешел к месторождениям, то неправильность этой классификации обнаружилась явно, так как месторождения платформенные попали у него в геосинклинальный тип. Для меня совершенно очевидно, что эта классификация неудовлетворительна» [89, с. 10—11]. В подтверждение этого Н. С. Шатский ссылается на свою ошибку относительно разреза Египта, описанного на границе с Суданом: 2—5-й слои, представляющие чередование глин и горизонтов кремней, он отнес к отдаленной кремнистой формации, полагая, что она должна переходить в вулканогенные отложения. Как выяснилось позже, эта формация на севере сменяется карбонатными отложениями окского типа, а на юге — бескарбонатными красноцветными породами [89]. Это, очевидно, объясняется тем, что не были определены генезис осадков и те бассейны седиментации, в которых они накапливались.

Свои новые взгляды на изучение осадочных образований как геологических тел — формаций и их классификацию Н. С. Шатский [89] не смог реализовать при жизни. И он вынужден был к концу 50-х годов вновь вернуться к тектоническому принципу классификации осадочных формаций. Для него было ясно одно, что существующий подход не может способствовать созданию единого учения об осадочных формациях. К сожалению, до сих пор нет единой точки зрения на эту проблему.

Поэтому и в настоящее время не совсем ясно, что следует положить в основу разработки генетической классификации осадочных формаций. Какие факторы должны быть определяющими и основополагающими, какие второстепенными, позволяющими детализировать положение формаций в общей схеме этой классификации? Во всяком случае, по твердому убеждению автора, не современные

тектонические структуры, не те литогенетически измененные породы, которые их заполняют. Формации — это седиментационные геологические тела, обладающие комплексом признаков осадка и обуславливающие строение, состав и их генезис. Несомненно одно — генетические и фациальные типы осадков и классификация формаций должны отражать всю совокупность процессов седиментации.

Таким образом сущностью учения об осадочных формациях должны быть парагенезы, но не пород, а фациальных типов осадков разных уровней организации. Учение о формациях должно разрабатываться на генетической основе и, как считал Н. С. Шатский, в нем должны соединиться литологический, стратиграфический и тектонический подходы. Это позволит разработать единое учение об осадочных формациях. Другой альтернативы, по мнению автора, не существует.

Список литературы

1. *Архангельский А. Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. М.; Пг.: Госиздат, 1923. 145 с.
2. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатские части. М.; Л.: ГОНТИ. 1932. 425 с.
3. *Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Осадочные формации океанов//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 107—127.
4. *Белоусов В. В.* О колебательных движениях земной коры. М.: Изд-во АН СССР. Сер. геол. Вып. 2. 1938. С. 217—234.
5. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 607 с.
6. *Боголепов К. В.* Некоторые вопросы учения о геологических формациях//Геология и геофизика. 1970. № 1. С. 39—49.
7. *Васильев П. В.* Палеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона Западного склона Урала. М.: Углетехиздат, 1950. 208 с.
8. *Вассоевич И. Б.* Условия образования флиша. Л.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
9. *Вассоевич И. Б.* История представителей о геологических формациях (геогенерациях)//Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Наука, 1966. С. 5—34.
10. *Вассоевич Н. Б., Меннер В. В.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 5—14.
11. *Воронин Ю. А., Еганов Э. А.* Фации и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий геологии). Новосибирск: Наука, 1968. 120 с.
12. *Воронин Ю. А., Еганов Э. А.* Вопросы теории формационного анализа. Сравнительный анализ осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1969. С. 123—145.
13. *Добрецов Н. Л.* Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций//Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 74—84.
14. *Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И.* Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. 159 с.
15. *Дюфур М. С.* Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализа. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. 160 с.
16. *Еганов Э. А.* Формационный анализ — идеи, понятия, принципы, возможности. АН СССР. СО, Новосибирск: Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии, 1991. 72 с.
17. *Жемчужников Ю. А.* Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 90. Угольная геология (№ 2). 1947. С. 7—18.
18. *Жемчужников Ю. А.* Общая геология ископаемых углей. М.: Углетехиздат, 1948. 491 с.
19. *Жемчужников Ю. А.* К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии//Литологический сборник. Вып. 1. М.: Гостоптехиздат, 1948. С. 59—66.
20. *Жемчужников Ю. А.* Раннеюрский тип угленакопления//Зап. Ленинград. горн. ин-та. Т. 22. 1948. С. 19—25.
21. *Иванов Г. А.* Каустобиолиты. Курс месторождений полезных ископаемых. М.; Л.: ОНТИ, 1938. С. 370—471.
22. *Иванов Г. А.* Образование различных типов угленосных отложений в зависимости от накопления

- их в геосинклиналях и на континентальных платформах//Тр. XVII сес. Международ. геол. конгр. 1937. Т. 1. 1939. 635 с.
23. Иванов Г. А. Каустобиолиты//Курс лекций месторождений полезных ископаемых. Ч. 4, Л.: Гостоптехиздат, 1946. С. 396—512.
24. Иванов Г. А. К вопросу о генетической классификации угленосных отложений и бассейнов//Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории угля АН СССР (тез. докл.). Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 25—27.
25. Иванов Г. А. Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций): Дис... д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1957. 38 с.
26. Казаринов В. П., Богатов В. И., Гуров Т. И., Казанский Ю. П. Теоретические основы литолого-формационного анализа//Литолого-формационный метод: тез. докл. Комиссия по осадочным породам при отделении Наук о Земле. М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 45—47.
27. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 104. Сер. геол. 1949. № 34. 167 с.
28. Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа//Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1955. С. 149—158.
29. Коровин М. К. Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение//Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1955. С. 23—44.
30. Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М.: МГУ, 1957. 294 с.
31. Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 8. С. 3—13.
32. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонеккая диабазовая формация//Тр. СПб о-ва естествоиспытателей. 1888. Т. 19. 370 с.
33. Леонов Г. П. К вопросу о принципах и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований//Памяти проф. А. И. Мазаровича. М.: Изд-во МОИП, 1953. С. 31—57.
34. Леонов Г. П. Основные направления в развитии представлений об осадочных формациях и их стратиграфическое значение//Основы стратиграфии. Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 445—483.
35. Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Составители: Романовский С. И., Тараканов А. С., Бергер В. И. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 116 с.
36. Лукин А. Е. Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев: Геол. ин-т АН УССР, 1989. 43 с.
37. Матвеев А. К. Основные закономерности распространения углей в СССР и теоретические обоснования закономерностей изменения их свойств//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 90. (Угольн. сер., № 2). 1947. С. 202—212.
38. Матвеев А. К. Геология угольных месторождений СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. 495 с.
39. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 302 с.
40. Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-шанской геосинклинальной области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 6. С. 43—50.
41. Попов В. И. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана. М.: Социалистическая наука и техника, 1937. 125 с.
42. Попов В. И. Очерки литологии (учение о геологических формациях)//Тр. ИГ АН УзССР. 1948. Вып. 2. С. 84—97.
43. Попов В. И. Некоторые основные определения и положения учения о формациях//Изв. АН УзССР. 1951. № 2. С. 15—22.
44. Попов В. И. Состояние и задачи изучения осадочных формаций//Тр. Всесоюз. совещ. по осадочным породам. Вып. 1. 1952. С. 86—88.
45. Попов В. И. Основные черты учения об осадочных формациях//Тр. ИГ АН УзССР. 1953. Вып. IX. С. 53—90.
46. Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра. Т. 1. 1966. 208 с.; т. 2. 1968. 551 с.
47. Попов В. И., Запрометов В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 457 с.
48. Проблемы формационного анализа/Под ред. М.А. Жаркова. Новосибирск: Наука, 1986. 159 с.

49. Рединг Х. Г. Проблемы и перспективы. Т. 2. // Обстановки осадконакопления и фации. (перевод с англ.) М.: Мир, 1990. С. 284—289.
50. Рухин Л. Б. Тектонические типы осадочных пород // Сопровождение по осадочным породам. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 69—103.
51. Рухин Л. Б. Основы литологии. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1961. 778 с.
52. Рухин Л. Б. Переходные формации // Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1955. С. 75—96.
53. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья первая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21.
54. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья вторая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 8. С. 29—61.
55. Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. 1952. С. 112—117.
56. Тимофеев П. П. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами — обстановками осадконакопления в Донбассе // Докл. АН СССР. Т. 102. № 4. 1955. С. 809—812.
57. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 94. 262 с.
58. Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 198. 208 с.
59. Тимофеев П. П. Формация — генетически обусловленное геологическое тело // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 3—9.
60. Тимофеев П. П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17—25.
61. Тимофеев П. П. Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3—9.
62. Тимофеев П. П. Проблемы литологии // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 3. С. 3—13.
63. Тимофеев П. П. Литология — фундаментальный раздел геологической науки // Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 125—135.
64. Тимофеев П. П., Троицкий В. И. Ландшафты молассонакопления // Тр. Международ. геол. конгр. 1984. Т. 4. С. 23—31.
65. Тимофеев П. П., Троицкий В. И. Фациальные и формационные исследования — основа системного анализа уровней организации осадочных образований (к теории формационного анализа) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 6. С. 3—15.
66. Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 2. С. 32—43.
67. Тимофеев П. П., Щербаков А. В., Ильин В. А. Энергетика осадочного процесса // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Вып. 418. 205 с.
68. Усов М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира // Вест. Зап.-Сиб. Геологоразвед. треста. Вып. 6. 1933. С. 1—26.
69. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд-во Зап.-Сиб. геологоразвед. треста. 1936. 209 с.
70. Усов М. А. Фации и формации горных пород // Вопросы геологии Сибири (памяти акад. М. А. Усова). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 23—30.
71. Фролов В. Т. Молассовые формации: современное понимание // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1993. № 4. С. 3—12.
72. Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях // Бюл. МОИП. Нов. сер. Т. LV. Отд. геол. 1950. Т. XXV. Вып. 6. С. 3—28.
73. Хаин В. Е. Общая тектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
74. Хаин В. Е. От осадочных формаций к литодинамическим комплексам // Тез. докл. V Всесоюз. семинара. «Формации осадочных бассейнов». М., 1985. С. 2.
75. Хаин В. Е. От геологических формаций к литодинамическим комплексам // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1991. № 3. С. 18—21.
76. Халфин Л. Л. Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1948. Т. 65. Вып. 1. 467 с.
77. Халфин Л. Л. О некоторых вопросах региональной стратиграфии // Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. 1953. С. 45—55.

78. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала//Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 37. 352 с.
79. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. XXVII. № 5. С. 12—32.
80. Херасков Н. П. Тектоника и формации (обобщающий доклад по опубликованным работам, представленный на соискание ученой степени д-ра геол.-мин. наук, 1965)//Избр. тр. ГИН АН СССР. 1967. С. 375—401.
81. Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (К итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском фил. АН СССР)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 4. С. 147—150.
82. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований//Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 161. 239 с.
83. Шатский Н. С. Проблемы нефтегазоносности Сибири//Нефть. хоз-во, 1932. № 9. С. 3—10.
84. Шатский Н. С. О движении и развитии земной коры // (Тез. докл. в ГИН АН СССР, апрель 1939). М.: Наука, 1964. С. 597—600.
85. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала//Избр. тр. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 288—368.
86. Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники//Избр. тр. Т. IV. М.: Наука, 1965. С. 61—67.
87. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 153—174.
88. Шатский Н. С. Осадочные формации. Стенограмма доклада на второй сессии Комиссии по проблеме «Закономерности размещения осадочных полезных ископаемых» 5 февраля 1950 г.//Избр. тр. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 175—184.
89. Шатский Н. С. О геологических формациях (Доклад на X студ. конф. МГРИ, 22 марта 1954 г.//Избр. тр. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 7—12.
90. Шатский Н. С., Вебер В. В. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1931. Т. 9. № 3—4. С. 233—264.
91. Шванов В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомонографии). СПб: Недра, 1992. 232 с.
92. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ геологических формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.
93. Цейслер В. М. Анализ геологических формаций. Учение о слоях литосферы, геологических формациях, горных породах, минералах, химических элементах. М.: Недра, 1992. 138 с.
94. Янов Э. Н. Осадочные формации подвижных областей СССР. Л.: Недра, 1982. 236 с.
95. Янишин А. Л. Тектоническая карта Евразии (объяснит. записка). М.: Изд-во АН СССР, 1966. 488 с.
96. Янишин А. Л. Принцип актуализма и проблема эволюции геологических процессов//Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М.: Наука, 1963. С. 87—94.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
11.IV.1994

© 1994 Хворова И. В.

ОКЕАНСКИЙ ТИП СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЕГО СПЕЦИФИКА
(СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ОКЕАНСКИХ
И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТАХ)

СООБЩЕНИЕ 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА
В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

Рассмотрены особенности осадкообразования в мезозойско-кайнозойских эпиконтинентальных морях при главных климатических типах литогенеза (гумидном, аридном). В последующих сообщениях будет дано сравнение с ними осадкообразования в океанах и развитие идеи И. М. Страхова об особом (океанском) типе литогенеза, отличном от климатических типов.

Одним из крупнейших достижений современной теоретической литологии являются труды И. М. Страхова, посвященные типам литогенеза. В основу их выделения положен климатический фактор, влияющий не только на процессы отложения осадочного материала, но и его источники (через выветривание, физико-химические особенности среды и биос). Как известно, основных климатических типов литогенеза, по И. М. Страхову, три: ледовый, гумидный, аридный; четвертый тип — вулканогенно-осадочный — особый, наложенный, при котором происхождение веществ непосредственно не зависит от климата.

Первые три типа относятся к континентальному блоку Земли и особенно полно изучены на материале платформ.

Климатические типы литогенеза¹ проявляются существенно различно в разных ландшафтных и тектонических условиях, вследствие чего возникает большое разнообразие отложений, рассматриваемых И. М. Страховым как модификации климатических типов (сочетание климатических, палеогеографических и тектонических условий); «материальным выражением» их являются формации [42—44]. Таким образом, формации устанавливаются и группируются, исходя из принадлежности к определенной климатической обстановке. Группировка формаций возможна и по другим принципам: палеогеографическому или тектоническому, — что и делается главным образом в зависимости от задач исследований. Но климат в пределах континентального блока всегда накладывает существенный отпечаток на вещественный состав и строение отложений, особенно сказываясь на геохимическом облике осадков и концентрации рудных компонентов [44 и др.].

Действительно, основные климатические зоны (преимущественно широтные) — наиболее независимый фактор, определяющий осадкообразование. Они занимают огромные участки поверхности Земли, могут охватывать контрастные палеогеографические обстановки и разные тектонические структуры.

В последние годы жизни внимание И. М. Страхова привлекло осадкообразование в океанах, и им выделен особый тип литогенеза — океанский [45—47]. Он не был отнесен к климатическим типам, так как роль климата в этом случае

¹ Выделенные типы литогенеза по существу отвечают начальным его стадиям: седиментогенезу и отчасти диагенезу. И хотя они определяют дальнейший ход породообразования (литогенез S. Str.), но при последнем выступают новые факторы. Поэтому предложено *седиментогенез* выделить как самостоятельное понятие [48]. В статье рассматривается только седиментогенез, даже когда используется термин *литогенез*.

не имела столь прямого влияния на осадкообразование, а главное, механизм такого влияния был другим. Это вызвало критику ведущих океанологов [25—27]; в итоге был сделан вывод, что «выделение океанского типа седиментогенеза нецелесообразно» [29, с. 109], в противном случае следует выделять и другие типы, исходя из морфофациальных обстановок седиментации (субаэральные, озерные, морские). Казалось, это логично. Однако нельзя смешивать принципиально разные понятия — тип литогенеза и тип осадочного бассейна.

Целью данного исследования является выявление особенностей океанского осадкообразования и возможность рассмотрения его как самостоятельного типа литогенеза. Задача может решаться разными путями. Один из них (используемый в работе) — сравнение седиментации в океанах с таковой в эпиконтинентальных морях разных климатических областей. Эпиконтинентальные моря² взяты как наиболее крупные, осадки которых сыграли большую роль в установлении климатических типов литогенеза. Рассмотрены отложения только мезозоя (преимущественно мела, отчасти юры) и кайнозоя, в соответствии с возрастом осадочных образований, слагающих чехол современных океанов.

Материал изложен в трех сообщениях:

1. Основные черты седиментогенеза в эпиконтинентальных морях мезозоя и кайнозоя.
2. Особенности седиментации в океанах.
3. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах).

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

Кратко остановимся на некоторых глобальных событиях, осложнявших мезозойско-кайнозойскую историю и влиявших на осадкообразование. Ограничимся климатическими изменениями и колебаниями уровня моря.

О климатах прошлого существует обширная информация³, основанная на анализе субаэральных флористических сообществ [4, 10, 11, 53], состава морской биоты, изотопных и других данных [21]; исключительное значение могут иметь литологические индикаторы климата.

Мезозой — эра теплого климата и довольно четко проявленной широтной зональности, причем для различных эпох ее контрастность была разной. Временные климатические изменения приводили к расширению и сужению разных климатических зон и соответственно смещению их границ. С позднего триаса до средней юры господствовали гумидные условия [12]. Поздняя юра — ранний мел характеризуются потеплением, аридизацией климата, смещением к северу и северо-востоку границ климатических зон, широким развитием пустынь и полупустынь [53]. Новый этап похолодания и гумидизации относится к позднему мелу, но начало его отмечается уже в апте и альбе; обширные пространства Евразии в это время были расположены в областях умеренного и субтропического климата.

Кайнозой характеризуется общей тенденцией к похолоданию в высоких широтах. На Евразийском континенте пролегают две палеофлористические области: Бореальная (умеренная) и Тетическая (субтропическая) [4]. С течением времени климат менялся. Палеоцен-средний эоцен — время относительного потепления (по сравнению с концом мела), максимум которого падает на ранний и средний эоцен; в это время заметно сокращается умеренная зона, а субтропическая и тропическая зоны распространяются в более высокие широты. С поздним эоценом, олигоценом и началом миоцена связано похолодание; по данным, приведенным в работе [28], оно началось 45—50 млн. лет назад, но особенно проявилось на рубеже эоцена и олигоцена; короткий климатический оптимум конца раннего —

² Геосинклиналильные области и зоны перехода от континента к океану не рассматриваются — это особая задача.

³ Использован материал, относящийся главным образом к Евразии.

начала среднего миоцена быстро сменился прогрессирующим похолоданием, особенно проявившимся в средних и высоких широтах; увеличился температурный градиент. Максимальное похолодание наступило во второй половине плиоцена.

На континентальном блоке Земли установлены многочисленные *т р а н с г р е с с и и* и *р е г р е с с и и*. Одни из них длительные, близкие по времени проявления и распространенные широко («мировые трансгрессии»). Они осложнены второстепенными пульсациями, частота которых различна на разных отрезках истории и в разных бассейнах. Для мезозоя — кайнозоя созданы кривые как общепланетарных флуктуаций уровня моря [55], так и региональных [32].

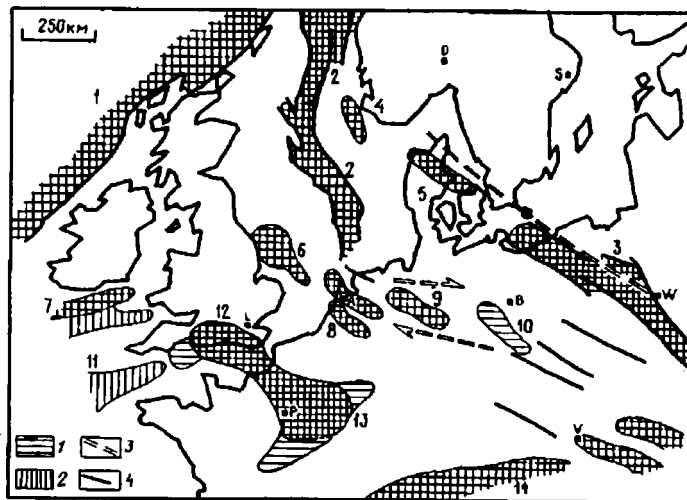
В принципе различаются следующие категории «трансгрессивно-регрессивных циклов»: 1) тектоно-эвстатические, вызванные изменением морфоструктуры и объема океанской впадины (оседание котловин, появление крупных внутриоксидных поднятий, неравномерное развитие спрединга)⁴, и как следствие регрессии или трансгрессии на континентах (тот же результат дает оседание или подъем континентов); 2) региональные, обусловленные тектоническим развитием отдельных областей и структур; такие изменения происходят на фоне общих «мировых» эвстатических колебаний, но могут развиваться вполне независимо; 3) геоидно-эвстатические, возникающие в результате изменений формы геоида, что вызывает крупномасштабные перераспределения водной массы; анализ положения ословых бассейнов на разных континентах привел к выводу [58], что высокоамплитудные геоидно-эвстатические флуктуации (наряду с тектоно-эвстатическими) имели широтную дифференциацию: трансгрессии и регрессии в северном и южном секторах Земли балансировали одна другую; 4) гляциоэвстатические отличались относительно небольшой продолжительностью «пульсов» и в мезозойско-кайнозойской истории могли проявляться только с олигоцена.

Хотя наложение разных причин, вызывающих трансгрессии и регрессии, существенно нарушает их синхронность, в общем достаточно хорошо различаются геократические и талассократические периоды. К первым принадлежат: триас — начало юры, ранний мел, рубеж мезозоя и кайнозоя, неоген — квартал; ко вторым — средняя — поздняя юра, поздний мел и большая часть палеогена. В каждом из этих периодов происходили пульсации уровня моря. Одни трансгрессии шли из тропических областей («экваториальные»), другие — из полярных, причем они могли быть одновременными и приводить к соединению южных и северных морей; это сказывается на системе течений, температуре вод и биоте [5, 33].

Основные черты эпиконтинентальных морей. Они располагались как на древних, так и на молодых (эпигерцинских) платформах. К первым относится Восточно-Европейский (Русский) и Северо-Американский бассейны, ко вторым — Предкавказский [31], Западно-Сибирский, бассейны Западной Европы и запада Средней Азии [35]. Эпиконтинентальные моря в целом были «плоскими», но имели неровный рельеф и состояли из поднятий и впадин, как унаследованных, так и новообразованных. Впадины располагались внутри кратонов и по их периферии; последние отличались большей амплитудой погружения и большей мощностью осадочного чехла. Особенно сложную морфологию имели бассейны, возникшие на молодых платформах (фиг. 1). В истории этих бассейнов различают две стадии — рифтовую и пострифтовую. Вслед за герцинским тектогенезом на обширных кратонизированных территориях стали преобладать растягивающие силы, приведшие к разломам и формированию рифтовых систем⁵, создавших блоковое строение фундамента (тафрогенная стадия), определившее морфологию бассейнов. Рифтогенез был «пульсирующим». Для северо-запада Европы главные «пульсы» падают на юру, их меньше в раннем мелу и палеогене. Рифтовая стадия сменялась общим опусканием и расширением бассейна (пострифтовый этап) [12,

⁴ При этом предполагается постоянный объем «свободной воды» или лишь небольшое ее увеличение с течением времени.

⁵ Одни из них были небольшими и короткоживущими, другие — протяженными и длительного развития.



Фиг. 1. Структурный рисунок Северо-Западной Европы для юры и мела [61]

1, 2 — депоцентры (1 — юры, 2 — мела); 3 — линия Торнквиста; 4 — некоторые крупные разломы; стрелками показано направление предполагаемых перемещений Датско-Северогерманского и Центральноевропейского блоков.

1—3 — рифтовые зоны (1 — Атлантическая, 2 — Викинг-Центральная (Североморские), 3 — Северогерманско-Полесский «ров»); 4—13 — впадины (4 — Егерейндская, 5 — Датская, 6 — Сол Пит, 7 — Кельтская, 8 — Западная Нидерландская, 9 — Нижнесаксонская, 10 — Макленбургская, 11 — Западная Аппроческая, 12 — Велдская, 13 — Парижская); 14 — Тетис

60]; так, например, образовалось современное Северное море, где с эоцена началось общее погружение и возник эпиконтинентальный осадочный бассейн, в центральной части которого третичные осадки достигают 3,5 км [61].

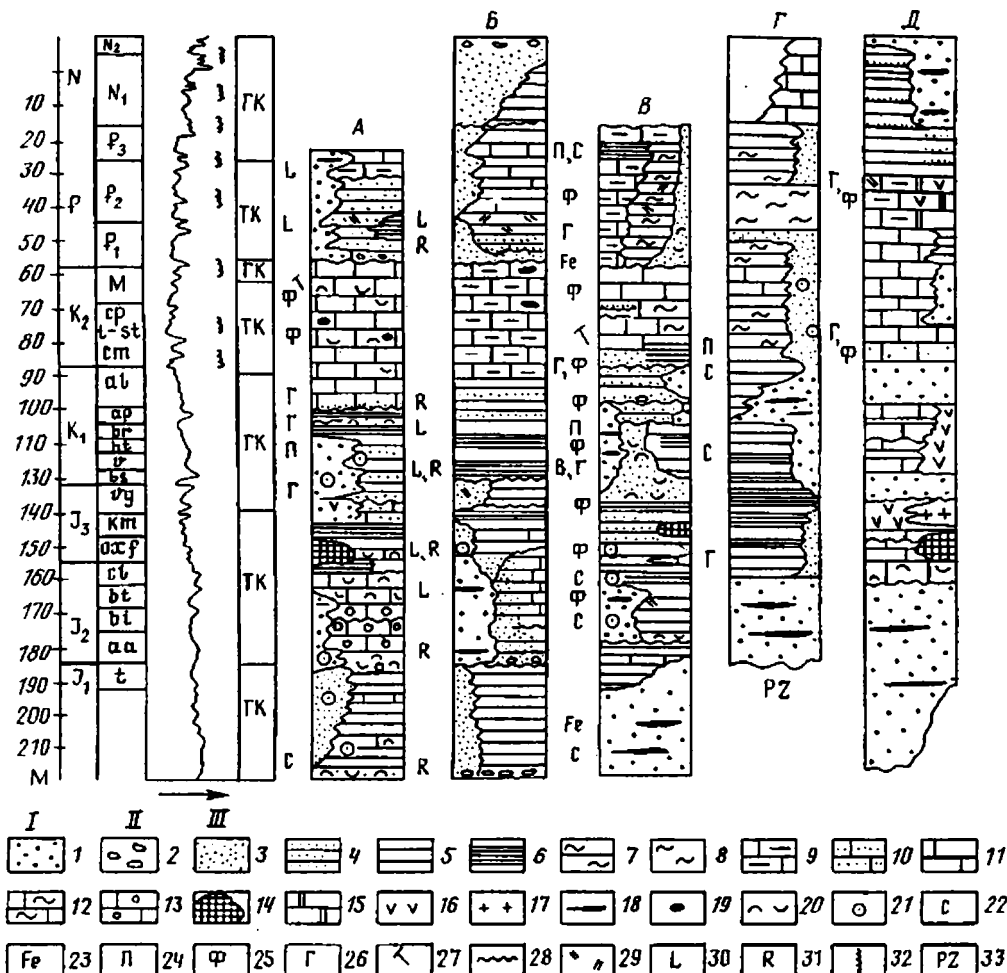
Моря достигали больших размеров (особенно в талассократические периоды), но не сопоставимых в этом отношении с океанами⁶. Например, море Северной Америки (при максимальной трансгрессии) простиралось на 5000 (по меридиану) и 1300 км (по широте) [56], Западно-Сибирское — соответственно на 2100 и 1200 км [3]; позднемеловое Русской платформы имело размеры 2500 × 1000 = 1200 км [41], а Северное — 1100 × 500 км (приблизительные цифры). В целом это были неглубокие, шельфовые бассейны, но во впадинах их глубины могли достигать батиаля. При понижениях уровня моря поднятия превращались в отмели и острова, иногда крупные, разделявшие бассейн на несколько обособленные водоемы, соединявшиеся проливами. Во время регрессий в приустьевых участках возникали довольно крупные песчаные аккумулятивные мысы, «языками» вклинивавшиеся в глубь моря и создававшие изрезанные берега.

Тектонические движения и эвстатика сказывались не только на размерах, батиметрии и морфологии бассейнов, но и на межбассейновых связях и сообщениях с океанами.

Морфология и батиметрия определяли гидродинамику. Местами установлены поверхностные течения (например, Северное на западе Западно-Сибирского бассейна и Южное у его восточной периферии); они влияли на распределение осадков и биоты. Однако основное влияние на седиментацию оказывала волновая гидродинамика. Глубина зоны взмучивания (положение «иловой линии»), которая в эпиконтинентальных морях была относительно небольшой, определяла гранулометрическое фракционирование осадков и сказывалась на составе и облике отложений; ниже поверхности взмучивания преобладали пелитовые илы.

Осадкообразование в областях гумидного климата. Несмотря на то, что в

⁶ По некоторым расчетам, общая площадь позднемеловых эпиконтинентальных морей оценивается в 55 и 65 млн. км² [33], тогда как три океана составляют 349 млн. км².



Фиг. 2. Схематичные юрско-кайнозойские разрезы некоторых эпиконтинентальных бассейнов (по материалам [6, 9, 13, 14, 20, 33—35, 49, 50, 59, 61])

A — Британские о-ва; Б — Северное море; В — Восточная Европа; Г — Западная Сибирь; Д — Туранская плита.

I — шкала абсолютного времени, млн. лет назад; II — стратиграфическая шкала: N — неоген (N₂ — плиоцен, N₁ — миоцен), p — палеоген (p₃ — олигоцен, p₂ — эоцен, p₁ — палеоцен), K₂ — верхний мел (M — маастрихт, cp — кампан, st-t — сантон-копьяк-турон, cm — сеноман), K₁ — нижний мел (al — альб, ap — апт, br — баррем, ht — готтерив, v — валанжин, bs — берриас), J₃ — верхняя юра (vg — волжский ярус, km — киммеридж, of — оксфорд), J₂ — средняя юра (kl — келловей, bt — бат, bj — байос, aa — аален), J₁ — нижняя юра (t — тоар); III — эвстатическая кривая по [55] (стрелка в сторону понижения уровня моря); ТК — талассократические, ГК — геократические периоды.

I — континентальные аллювиально-озерные и дельтовые комплексы; 2 — базальные конгломераты; 3—15 — морские отложения (3 — существенно песчаные, 4 — песчано-глинистые, 5 — глинистые, 6 — глинистые, обогащенные органическим веществом, 7 — кремнисто-глинистые, 8 — кремнистые, 9 — глинисто-известковые, 10 — песчанисто-известковые, 11 — известковые, 12 — кремнисто-известковые, 13 — оолитовые известняки, 14 — биогермы, 15 — доломиты); 16, 17 — эвапориты (16 — гипсоносные, 17 — соленосные); 18 — прослои углей; 19 — конкреции кремней; 20 — скопления ракуши; 21 — лептохлоритовые оолиты; 22 — сидеритовые конкреции; 23 — железистые отложения; 24 — пирит; 25 — фосфоритовые желваки; 26 — глауконит; 27 — скопления губок; 28 — размывы; 29 — пеплы; 30 — эффузивные проявления; 31 — установленное рифтообразование; 32 — наиболее распространенные перерывы; 33 — палеозойский фундамент

каждом бассейне седиментация имела индивидуальные черты, общие тенденции и закономерности формирования отложений выступают вполне отчетливо.

В морях преобладало терригенное осадкообразование, но в определенные периоды карбонатакопление приобретало исключительно большое распространение (фиг. 2).

В «терригенных бассейнах» седиментацию схематично можно представить следующим образом [2, 3, 13, 14, 34, 38 и др.] Дельтовые и прибрежно-морские галечники и пески периферии бассейна сменялись с удалением от берега мелководными песчано-глинистыми отложениями и далее относительно глубоководными глинистыми илами, иногда содержащими ту или иную примесь биогенного кремнезема или карбоната. Такая фациальная зональность нарушалась появлением песков и ракушечников на внутривыбросных поднятиях и вблизи них; местами здесь возникали заболоченные участки, отмечаемые появлением угленосных отложений [8]. С поднятиями связаны многочисленные размывы и резкое сокращение мощностей. Там, где много отмелей и островов, осадочный чехол приобретает сложное строение, характеризующееся быстрой латеральной и временной сменой осадков [13].

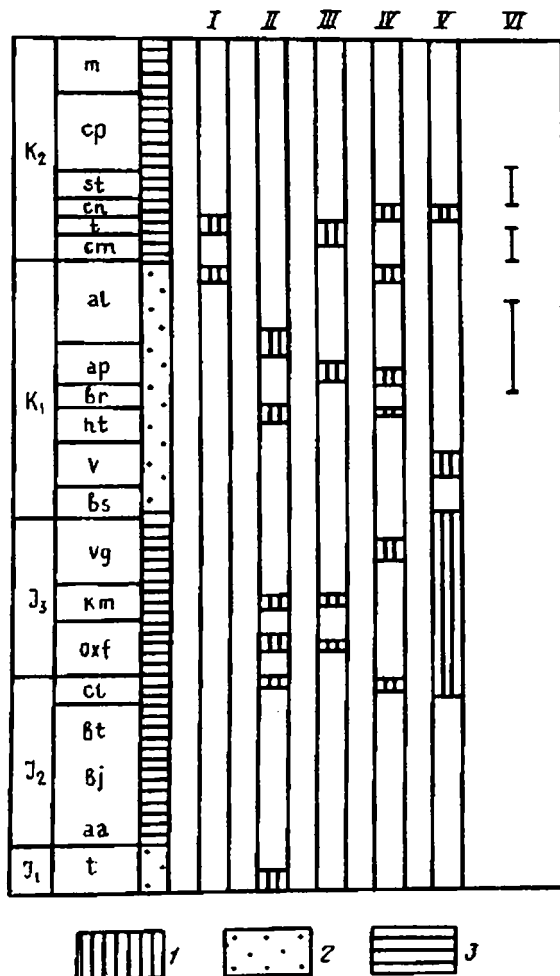
Пески в морях, соседствующих с древней низменной сушей, высокореактивные — кварцевые и глауконито-кварцевые (Восточно-Европейский бассейн), но там, где питающей провинцией были складчатые сооружения, много олигомиктовых и полимиктовых разностей. В песках присутствуют остатки морских беспозвоночных и растительный детрит. Нередко встречаются лептохлориты и сидериты, местами образующие рудные скопления (Западная Сибирь, Англия) ⁷. Они формировались в лагунах, придельтовых и прибрежно-морских фациях.

Хотя пески составляют существенную часть отложений эпиконтинентальных морей, но преобладают в них глины. Они зеленовато-серые до темно-серых, содержат остатки морской фауны. Состав глинистых минералов в разрезе и на площади меняется. Постоянно присутствует гидрослюда с разной примесью других компонентов: смектита, хлорита, каолинита; в определенных условиях появляется палыгорскит. Особой разновидностью отложений, встречающихся спорадически, является чередование глин (преимущественно монтмориллонитовых), диатомитов и пеллов, образующих глинисто-кремнисто-пелловую ассоциацию. Среди глин характерны разности, обогащенные органическим веществом (гумусовым, сапропелевым), известные как битуминозные, углеродистые или черные сланцы. Это аргиллиты, иногда с примесью карбонатного или кремнистого материала; содержание C_{org} меняется от 1 до 15%, но может достигать 20 или даже 35% (горючие и нефтяные сланцы). Углеродистые отложения слагают толщи мощностью от нескольких до 500 м; в них могут присутствовать и обычные «безуглеродистые» породы: алевропелиты, мергели, известняки, силициты, реже песчаники. Встречаются остатки рыб, белемнитов, аммонитов, бивальвий и некоторых других беспозвоночных. Отмечаются прослои ракушечников — возможно, свидетели внезапной массовой гибели обитателей дна. Для многих битуминозных осадков характерны тонкая слойчатость и отсутствие инфауны, что интерпретируется как сероводородная зараженность илов. Повсеместен пирит (до 12%); местами много карбонатных конкреций (кальцитовых, доломитовых, сидеритовых).

Углеродистые осадки формировались в аноксических или близких к ним условиях, причем поверхность зоны «кислородной недостаточности» в одних случаях располагалась в илу или на границе с наддонной водой, в других — несколько выше, в пределах последней, что сказывалось на составе биоты и диагенетических процессах. Флуктуация положения поверхности раздела «зараженной» среды и нормальной морской ответственна за стратификацию толщ, иногда имеющую циклический характер.

Битуминозные отложения в эпиконтинентальных морях тяготеют к депрессиям

⁷ Юрский период отличается крупной вспышкой железнорождения; это железнорожденная эпоха первого ранга, по Н. М. Страхову. Месторождения относятся как к морским, так и континентальным фациям и особенно характерны для J₁₋₂ Северо-Евразийской провинции [40].



Фиг. 3. Стратиграфическое положение главных юрско-меловых углеродистых сланцев в эпиконтинентальных морях Северного полушария

I — Западный внутренний бассейн Северной Америки; II — Британские острова; III — Северное море; IV — Восточно-Европейский бассейн; V — Западно-Сибирский бассейн; VI — океанские «бескислородные события»; 1 — пакки с прослоями битуминозных сланцев; 2—3 — периоды (2 — геократические, 3 — талассократические)

преимущественно центральных частей бассейнов; такие отложения относят к пелагическим эпиконтинентальным фациям (батиальным). Вместе с тем небольшие пакки битуминозных и горючих сланцев встречаются и среди мелководных образований и, по-видимому, возникали в тиховодных депрессиях среди отмелей.

«Углеродистые горизонты» имеют тенденцию концентрироваться в определенных стратиграфических интервалах (фиг. 3). Наиболее древний принадлежит к нижнему тоару, и с ним связывают раннеюрское «нефтьсланцевое событие» [24]. Битуминозные отложения этого интервала развиты в бассейнах Западной Европы, где они известны как «Черная юра» [20] или формация Джетт-Рок (Англия). Во многих регионах нижняя юра образована континентальными толщами, поэтому «морской углеродистый феномен» этого времени выражен не так широко, как последующие.

Новые всплески развития углеродистых отложений относятся к поздней юре (захватывая и келловей), причем в разных регионах они концентрируются на

разных интервалах, но особенно широкое распространение получили в волжском вске на территории Восточно-Европейского и Западно-Сибирского морей. В первом известны промышленные месторождения горючих сланцев, сосредоточенные на северо-востоке. Они залегают среди глинистых и мергелистых отложений и имеют мощность от 0,5 до 5 м [49]. Во втором обогащенные органическим веществом осадки (баженовская свита) фиксируются почти по всему бассейну.

В мелу углеродистые отложения встречаются в валанжине Западной Сибири; они имеют здесь менее широкое развитие, чем волжские сланцы, и, вероятно, заканчивают этап позднеюрского «углеродистого осадконакопления». Во многих регионах битуминозные толщи залегают на разных уровнях апт-альба и особенно сеноман-турона. Это относится не только к Евразийскому блоку, но и к Северо-Американскому, где черносланцевые фации локально встречаются в верхнем альбе (сланцы Моури) и в позднем сеномане — раннем туроне.

Во многих работах, посвященных черносланцевым комплексам, подчеркивалась их связь с периодами трансгрессий. Несмотря на то, что эти комплексы формировались как в геократических, так и талассократических периоды, они отвечают либо начальной стадии крупных трансгрессий (тоар, апт-альб), либо их максимальному развитию (поздняя юра, турон). Вместе с тем не все трансгрессии сопровождаются накоплением битуминозных илов, как и не повсюду проявляются «углеродистые уровни».

Терригенные отложения часто бескарбонатны или слабокарбонатны, хотя на некоторых интервалах среди них появляются прослои известняков (микритовых, раковинных, изредка биогермных и оолитовых). Широкое распространение карбонатная седиментация приобрела в позднем мелу. Она характерна для всех морей Европейского континента, но в Западно-Сибирском бассейне имеет небольшое развитие и относится лишь к маастрихту, когда имела место трансгрессия с юга. Обращает на себя внимание также, что позднемеловой «карбонатный эпизод» в Восточно-Европейском море совпал со сменой его меридиональной ориентировки на широтную; сообщение с Арктикой стало ограниченным, а временами вовсе прекращалось [3].

Карбонатные фации представлены писчим мелом, мелоподобными мергелями, реже «грубым» песчанистым мелом. Цвета осадков обычно белые с голубоватым, зеленоватым и серым оттенками, изредка красноватым. Главной составляющей являются нанофоссилии, фораминиферы, кальциферы; различаются более тонкие (нанофоссилиевые) и менее тонкие (нанофоссилиево-фораминиферовые) разности; интенсивны биотурбации. В разных количествах встречаются остатки бентосных и нектонных организмов. На основе экологического анализа [36] установлено несколько типов биоценозов; они связаны с разными батиметрическими и гидродинамическими условиями, в значительной мере определявшими характер грунта. Участки с мягким илистым дном были неблагоприятными для «скелетного» бентоса, но в них могли захороняться многочисленные остатки белемнитов. На других участках, где волнения достигали дна и оно было более плотным, фауна была обильней и разнообразней, причем в ее составе преобладали бивальвии (иноцерамы), а иногда существенное развитие имели морские сжи, а также губки. Различаются комплексы теплолюбивых и бореальных форм [33].

Однообразие в целом тонкозернистых мергельно-меловых осадков местами нарушается присутствием очень мелководных копролитовых и разнообразных по составу скелетных песков (биокалькаренины), в которых встречаются гальки мела, флинтов, а местами и древних (метаморфических) пород; характерны признаки седиментационных пауз, закарстованность и хардграунды, поверхность которых иногда отмечена глауконитизацией, фосфатизацией и следами сверлящих и инкрустирующих организмов [57].

Сравнительно редко в толщах мела встречаются коралловые, мшанковые и губково-водорослевые банки высотой до 50, редко 150 м [23, 57].

Карбонатные и глинисто-карбонатные фации по периферии суши и крупных

островных поднятий сменялись олигомиктовыми и глауконитово-кварцевыми песками, местами со скоплениями раковинного детрита.

В «карбонатных бассейнах» присутствуют и с и л и ц ы: диатомиты, спонголиты, опоки, трепелы и гезы. Намечаются две несколько отличающиеся провинции кремненакопления.

Одна из них охватывает восточную и северную части Европейского континента. Здесь преобладали диатомовые водоросли, много меньшее значение имели радиолярии и губки. Такие осадки тяготели к северной периферии моря и особенно к песчаным придельтовым накоплениям [15]; отсюда кремневый планктон мог распространяться на сотни километров в глубь моря, в область господства известковых и глинисто-известковых илов, по-видимому, трассируя полосу течений. Силициты присутствуют во всех подразделениях позднего мела и палеогена, но большое значение они приобретают в сантоне, отчасти в кампане и особенно палеоцене. Есть предположение, что вспышки кремненакопления совпадают с моментами похолодания [9]; в сантоне это могло быть связано с проникновением арктических вод [33].

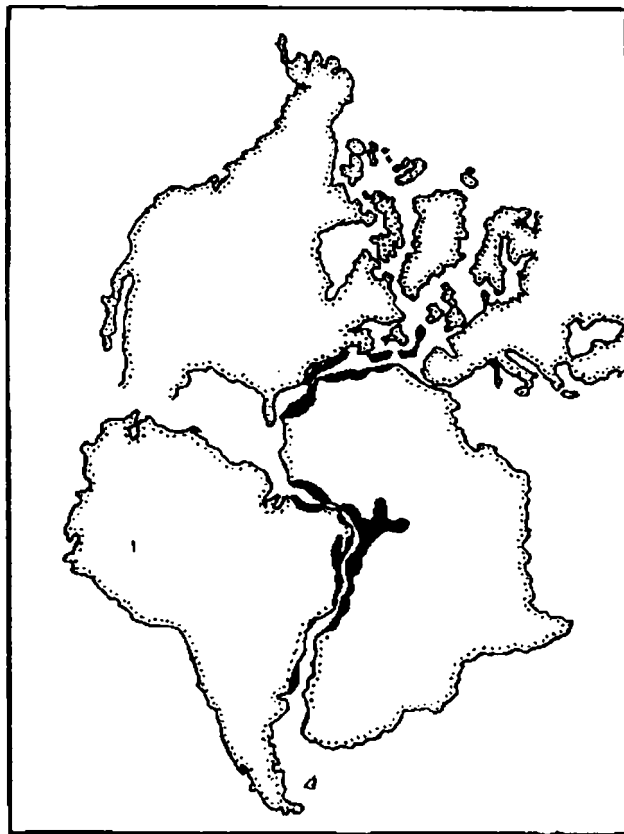
Другая провинция кремненакопления относится к юго-западной окраине платформы. Верхний мел здесь представлен в основном пясч. мелом и мергелями, среди которых силициты распределены неравномерно как в разрезе, так и на площади. Основным поставщиком кремнезема были не диатомовые водоросли, а губки (спонголиты, гезы, опоки). Их скопления тяготеют к возвышенным участкам подводного рельефа («губковые заросли») и к местам течений, характерных для межостровных проливов [38].

Для рассматриваемых эпиконтинентальных морей (особенно Восточно-Европейского) характерна «зараженность» осадков ф о с ф а т а м и; они образуют мелкие рассеянные стяжения, пеллеты, а также более крупные желваки, сливающиеся местами в фосфоритовые плиты; известны фосфатизованные спонголиты и иноцерамовые ракушняки [39]. Фосфаты встречаются в разных типах пород (песках, глинах, известняках) и особенно характерны для мелководных отложений, поэтому часто их накопления связаны с размывами и перерывами, отмечая начало трансгрессий; в таких условиях возникали горизонты перемытых желваков и фосфоритовых конгломератов. Многие фосфоритовые скопления ассоциируют с глауконитовыми песками, а иногда и с лептохлоритами [51]. Фосфориты встречаются во многих стратиграфических подразделениях от средней юры до палеогена; пик их развития падает на волжский и аль-сеноманский интервалы [9, 39]. В пределах крупных месторождений обычно присутствуют несколько дискретных фосфоритовых горизонтов разного возраста, разделенных безрудными осадками. В Егорьевском месторождении, например, такие отложения охватывают толщу от келловеев до рязанского яруса, что указывает на длительное существование участков с мелководным режимом и следами многочисленных флуктуаций уровня моря.

Все рассмотренные выше отложения возникли при постоянном господстве гумидного типа литогенеза и принадлежат к группе морских платформенных гумидных формаций. Образование их происходило в областях влажного и перем. влажного, умеренно теплого и тропического климатов [52]⁸.

В упомянутой группе формаций выделяются два типа: песчано-опокково-глинистый (темноцветный, битуминозный) и песчано-опокково-меловой (глауконитовый и фосфатеносный). Последний соответствует глауконитово-меловой формации Н. С. Шатского [51] и Ю. Н. Сеньковского [38]. По-видимому, главными причинами, ответственными за обособление этих типов формаций, были: во-первых, разные ландшафтно-тектонические условия питающих провинций, определяющих состав и интенсивность подачи терригенного материала, и, во-вторых, принадлежность бассейна к той или иной климатической зоне и связь его с палеоокеаном —

⁸ Только на юге Западно-Сибирского моря с поздней юры до середины апта в осадках намечаются признаки аридизации [14]. Этот эпизод хорошо вписывается в период глобального расширения северной аридной зоны.



Фиг. 4. Схема размещения мезозойских эвапоритов (черное) в рифтогенных бассейнах Пангеи [54]

полярным или теплым. «Карбонатные бассейны» располагались южнее «терригенных», в более теплых областях, и были наиболее распространены в период крупной позднемеловой трансгрессии.

В морях гумидного климата местами формировались накопления железа и марганца, вплоть до рудных. Они относятся к периферическим частям бассейнов, причем марганценозные фации несколько «сдвинуты» по сравнению с железистыми в сторону моря [44]. Процессам рудообразования в эпиконтинентальных морях посвящена огромная литература. Для наших целей важно, что они характерны для гумидных условий и мелководных периферических зон.

Осадкообразование в областях аридного климата. В бассейнах, где испарение приводит к повышению солености вод, отложения приобретают особый характер и существенным их компонентом становятся эвапориты. Их составу и физико-химическим условиям формирования посвящена обширная литература, поэтому эту проблему здесь не рассматриваем. Эвапоритовые бассейны располагаются как внутри континентов, так и вдоль их периферии (местами такие отложения встречаются в разрезах шельфа современных материковых окраин [17, 18]).

В мезозойско-кайнозойской истории этапы особенно интенсивного развития эвапоритов (солеобразования) относятся к триасу — юре, мел-палеогену и в меньшей степени — неоген-квартеру. Установлено, что начало многих крупных эвапоритовых бассейнов связано с образованием (грабенов)⁹ и последующим

⁹ Н. М. Страхов выделил Виррильский тип грабенов как особый морфологический тип солеродных бассейнов; примером его является Рейнский грабен [46].

формированием на их месте котловин (пострифтовая стадия). В ряде случаев «эвапоритовые рифты» трассируют зоны раскола континентов (Панген, Гондваны), сопровождаемые перемещением блоков и образованием новых океанических пространств [17]. Так, по обе стороны Атлантики сохранились мезозойские эвапоритовые комплексы. Есть основание считать, что эти комплексы возникли в рифтогенных бассейнах (фиг. 4), являющихся предшественниками стадии опускания и разделения континентальных масс, приведшей к образованию океана¹⁰ [54].

Площади развития эвапоритовой седиментации в периоды аридизации охватывают огромные территории; пояса позднеюрских эвапоритов, например, достигают протяженности 12 и 20 тыс. км (северный и южный), а меловые эвапориты запада Северной Америки простираются с севера на юг на 15 тыс. км [19]. Столь обширные площади не представляли, как правило, единого бассейна, а состояли из серии связанных между собою и полуизолированных морских и озерных водоемов. Области их развития отделялись от океанов полосой поднятий — островных и подводных, с которыми связаны банково-рифтовые и другие мелководные комплексы.

Прежде чем остановиться на характеристике отложений аридного типа, следует отметить, что существует особый, неординарный взгляд на эвапоритообразование. Некоторые исследователи [37, 54] считают, что эвапориты возникают в результате не столько испарения морской воды, сколько подачи в бассейн седиментации снизу рассолов соответствующего состава. При этом источником питания (по крайней мере в некоторых случаях) были не обязательно магматогенные расплавы, а ремобилизованные эвапориты, залегающие в нижележащих частях осадочного разреза (цехштейн, кейпер). Очевидно, не ко всем эвапоритам применима упомянутая гипотеза, но для рифтовых структур она привлекательна. Однако и при таком питании аридные условия благоприятствуют (а скорее даже необходимы) накоплению соленосных толщ.

Аридный климат сказывается на всем комплексе отложений: субаэральных и субаквальных. Наземные фации обычно представлены красно- и пестроцветными терригенами, в той или иной степени карбонатными и загипсованными; среди них преобладают поли- и мезомиктовые разности песчаников, а в составе глин большое значение приобретают монтмориллонит, сепиолит, палыгорскит; в подчиненном количестве могут присутствовать высокозрелый обломочный материал и каолинит, приносимые из соседних гумидных областей. Кроме эпизодически появляющихся аллювиальных и пролювиальных отложений характерны эоловые (дюнные) накопления. Терригенные осадки того же типа наблюдаются местами в периферической части озер и морей.

Для озер характерны галогенные образования, состав которых отражает тип воды и степень осолонения.

В морях влияние засушливого климата проявляется менее резко, особенно на начальных стадиях аридизации, но все же достаточно отчетливо. Одним из первых показателей изменения климата является биота: теплолюбивые и эвригалинные формы становятся доминирующими и все большее значение приобретают узкоспециализированные таксоны. Меняются и осадки: интенсифицируются карбонатонакопление, причем биогенное постепенно вытесняется хемогенным, происходит сдвиг Ca—Mg-отношения в карбонатах, и на определенной стадии появляются доломиты. В открытых морях формировались карбонатно-глинистые и доломитово-известковые илы; иногда широкое распространение получали доломитовые строматолиты [7]. В крупных заливообразных морях наблюдается постепенное увеличение солености к тупиковой их части и соответственно смена карбонатных фаций, карбонатно-сульфатными и галитовыми¹¹.

В целом развитие аридного седиментогенеза определялось прогрессивным

¹⁰В Северной Атлантике краевые эвапориты имеют возраст триас — ранняя юра, а в Южной — поздняя юра — ранний мел.

¹¹Такая закономерность впервые была установлена в палеозое [1].

возрастанием солености бассейна и носило стадийный и циклический характер (карбонатная, сульфатная, хлоридная стадии), причем процесс осаждения мог остановиться на любой стадии.

Среди морских отложений аридных областей встречаются фосфориты, но преобладают здесь не желваковые, характерные для гумидных условий, а пластовые, часто ассоциирующие с доломитами.

Одним из парадоксов аридного литогенеза является присутствие местами сапропелевых прослоев. Н. М. Страхов считал [48], что битуминозные отложения засушливых зон формировались лишь в условиях, когда соленость мало отличалась от нормально-морской (начальная стадия осолонения). Однако битуминозные осадки были обнаружены и среди экстраэвапоритовых толщ (сульфатных, галитовых). Некоторые исследователи [18, 19] связывают это с выделением большого количества CO_2 , сопровождающем сульфатообразование, что стимулировало фотосинтез и как следствие интенсивное развитие фитопланктона, в том числе бактериального.

Рассмотрим два примера бассейнов с эвапоритовым осадкообразованием.

К первому относятся позднеюрско-неокомовые бассейны Туранской эпигерцинской плиты, входящие в состав северного юрско-неокомового пояса соленакопления [16]. Плита состояла из крупных поднятий и впадин [35, 52], к числу которых относится, например, Амударьинская синеклиза. Киммерийские движения, резко проявившиеся в расположенной южнее области Тетиса, сказались и на Туранской плите в виде малоамплитудных дифференциальных подвижек, усложнивших ее структуру; с ними связано появление впадин вдоль края плиты (краевые впадины). Тектоническая активность и периодическое изменение уровня моря создали сложный изменчивый комплекс отложений, что вызвало необходимость выделения большого количества местных свит и типов разреза [35].

В ранней и средней юре плита была областью накопления преимущественно континентальных, часто угленосных отложений (гумидный тип), но в конце батского века уже появились признаки иссушения.

Келловейско-позднеюрская трансгрессия, распространяющаяся с юга и юго-востока, привела к постепенной смене континентальных фаций морскими. Они представлены мелководными известняками (местами ракушняковыми и оолитовыми) с прослоями глин; в южных районах формировался переходный к Тетису рифовый комплекс, включающий биогермы, калькарениты, лагунные доломитовые и углеродистые осадки. Вдоль северной границы Туранского моря морские отложения сменялись пестроцветными глинисто-песчаными осолоненными лагунами. С середины оксфорда произошло воздымание территории и многие поднятия осушились, что привело к крупным hiatusам и активизации внутренних источников сноса. Последующая позднеюрская история плиты связана с неустойчивым тектоническим режимом, по-разному проявившимся в различных структурах. Это совпало с дальнейшей аридизацией. Роль терригенной седиментации сократилась, и наибольшее распространение получили карбонатные и эвапоритовые отложения. В центральной части Амударьинской синеклизы возник крупный солеродный бассейн, в котором была сформирована километровая толща ангидрита, галита и калийных солей; в ней встречаются линзы и пласты доломитов, доломитистых известняков и красных глин.

Трансгрессия в неокоме привела к проникновению морских вод в Амударьинский солеродный бассейн, что вызвало прекращение в нем садки солей и формирование ангидритово-карбонатных толщ. Аридный комплекс неокома включает континентальные, лагунные (сульфатно-доломитовые) и морские фации. Среди последних различаются как мелководные песчано-глинистые накопления с многочисленными линзами и пластами ракушняка и калькаренитов, так и более глубоководные — глинисто-карбонатные. Неспokoйный тектонический режим и флуктуации уровня моря приводили к смене этих фаций не только по простиранию, но и в разрезах. На состав отложений большое влияние оказывали меняющиеся связи Туранских водоемов с Восточно-Европейским морем и с

Тетисом¹². Временами отдельные водоемы представляли собой крупные открытые заливы этих бассейнов, а временами сообщения между ними становились ограниченными или вообще исчезали.

Пояс галогенных отложений прослеживается на запад, вдоль южной окраины Восточно-Европейской плиты — от Предкавказья до Предкарпатья [22]. Эвапоритовые комплексы здесь приурочены к краевым и внутриплатформенным впадинам [31]. Каждый осадочный бассейн обладает своими чертами, отличаясь составом, строением и мощностью отложений, определяемыми в конечном итоге главным образом тектоническими причинами. Вместе с тем набор пород и их комплексов достаточно однотипен. Отмечается нередкое латеральное сочетание эвапоритов и биогермно-рифогенных комплексов, прослеживаемых вдоль южной окраины молодых платформ (Туранской, Скифской и др.). Высказаны предположения, что полоса рифов играла роль барьеров, усиливающих изоляцию бассейнов от Тетиса; в условиях аридного климата это способствовало их осолонению [22, 30].

Второй пример взят из работы [18], где описана нижнемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна, принадлежащего к окраинно-континентальному типу. В настоящее время формация прослеживается в пределах шельфа и материкового склона Африки, захватывая прибрежные участки континента. В раннем мелу это был крупный седиментационный бассейн, состоящий из впадин и поднятий; среди них различаются горсты и грабены с разломными и разломно-ступенчатыми границами. Размер впадин от первых десятков до первых сотен километров. Отложения отдельных впадин несколько отличаются, но в целом они выполнены мощной осадочной серией, состоящей из трех комплексов: нижнего — красноцветного терригенного (J — K₁), преимущественно континентального, среднего — эвапоритового (апт — альб) и верхнего — карбонатно-глинистого (K₂ — KZ).

Эвапоритовый комплекс представлен мощной толщей каменной и калийных солей (300—1000 м), часто массивных, но местами с прослоями битуминозных аргиллитов, глинистых доломитов и песчано-глинистых пород. В некоторых разрезах, относящихся главным образом к верхней (альбской) части эвапоритового комплекса, наблюдается циклическое чередование солей, ангидритов и ангидрито-доломитовых пачек. Западным ограничением солеродного бассейна была полоса рифовых сооружений, отделявших его от открытого океана.

Таким образом, рассмотренная эвапоритовая серия включает комплексы: солевой (галитово-сильвинитовый), ангидритово-солевой и ангидритово-доломитовый. В прибрежной зоне они замещаются красноцветным гипсоносным комплексом, а в западной (приокеанической) части — рифогенным.

Приведенные примеры иллюстрируют особенности аридного типа литогенеза. Формирование отложений здесь происходило под влиянием климатического фактора (высокая температура и отрицательный баланс влаги), но при этом экстремальное проявление аридного литогенеза связано с сопутствующим климатическим условиям тектоническим режимом; только в полузамкнутых водоемах и при быстром опускании областей аккумуляции формировались экстраэвапоритовые толщи. Эта закономерность подчеркивалась Н. М. Страховым [46].

* * *

Итак, в эпиконтинентальных морях климат определял не только характер биоты и геохимические особенности осадков, но влиял на общий состав и строение породных ассоциаций. В осадочном чехле одного и того же региона можно наблюдать чередование отложений, относящихся к разным климатическим типам литогенеза. Между осадками гумидного и аридного типов часто наблюдаются переходные зоны, но с усилением аридизации (или гумидизации) все контрастнее

¹²Изменение межбассейновых сообщений сказывалось на биоте: она приобретала то средиземноморский, то европейский, то смешанный характер.

проявляются различия. Все же более резко они выражены в наземных условиях, по периферии морей (лагуны, заливы) или в особых полуизолированных бассейнах.

Не менее отчетливо, чем климатические изменения, на формирование осадочного чехла эпиконтинентальных бассейнов сказывались колебания уровня моря. В результате менялись их размеры, конфигурация и разрезы приобретали фациально довольно сложный, циклический характер; наиболее ярко это проявлялось там, где чередовались наземные и морские фации.

Список литературы

1. *Архангельская Н. А., Григорьев В. Н.* Условия образования солеродных зон в открытых морских водоемах на примере эвапоритового нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4. С. 58—75.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 2. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 92 (листа).
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1968. 71 (лист).
4. *Ахметьев М. А.* Географическая дифференциация позднемиловых и кайнозойских флор земного шара на фоне геологических событий//ВНИТИ. Сер. Стратиграфия, палеонтология. 1990. Т. 14. 99 с.
5. *Басов И. А.* Геологические события мела — кайнозоя в северо-западной части Тихого океана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 59—68.
6. *Беннисон Д., Райт А.* Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972. 319 с.
7. *Беленицкая Г. А.* Фациальные и палеотектонические модели галогенных ассоциаций. Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 17—26.
8. *Букина Т. Ф.* Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланцевосных отложений центральной части Волжского бассейна: Автореф. канд. дис..., М.: ГИН АН СССР, 1988. 24 с.
9. *Бушинский Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 307 с.
10. *Вахромеев В. А.* Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 11. С. 82—102.
11. *Вахромеев В. А.* Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое//Вестн. АН СССР. 1985. № 8. С. 30—42.
12. Геодинамическая эволюция осадочных бассейнов (Международ. симпозиум). М.: Наука, 1992. 179 с.
13. *Герасимов П. А., Мизачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 195 с.
14. *Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д. и др.* Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 150 с.
15. *Дистанов У. Г.* Кремненакопление в мезозойско-кайнозойских бассейнах платформенных областей. Кремнистые породы СССР. Казань: Татарск. кн. изд-во, 1976. С. 255—262.
16. *Жарков М. А.* Мезозойские глобальные пояса эвапоритовой седиментации//Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 23—32.
17. *Жарков М. А.* Этапы эвапоритового седиментогенеза в истории Земли//Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 3—24.
18. *Жарков М. А., Жаркова Т. М.* Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна//Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 3—44.
19. *Жарков М. А., Яншин А. Л.* Эволюция сульфатонакопления в геологической истории//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 96—103.
20. *Жинью М.* Стратиграфическая геология. М.: ИЛ, 1952. 638 с.
21. *Кеннет Д. П.* Морская геология. М.: Мир, 1987. 382 с.
22. *Корневский С. М.* Верхнеюрские галогенные отложения Украины и Молдавии//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 107—116.
23. *Кузнецов В. Г.* Верхнеюрские губково-водорослевые рифы Швабского и франконского альба

- (южная часть ФРГ)//Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 167—186.
24. Кюсперт В. Изменения условий среды во время отложения нефтяных сланцев, определяемые по отношениям стабильных изотопов//Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 436—455.
 25. Лисицын А. П. Биогенная седиментация в океанах и зональность//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 3—24.
 26. Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6. С. 3—22.
 27. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации//Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
 28. Лисицын А. П. Осадочное тело океана//Геология дна океана по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 12—61.
 29. Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 270 с.
 30. Назаревич В. П. Эвапоритовая и биогермная седиментация в мезозое на молодой платформе юга СССР//Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 155—167.
 31. Назаревич В. П., Назаревич И. А., Фадеев Л. В. Формации верхнеюрских отложений Центрального и Восточного Предкавказья//Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 261—286.
 32. Найдин Д. П., Сазонова И. Г., Пояркова З. Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 5. С. 27—42.
 33. Найдин Д. П., Похиялайнен В. П., Кац Ю. И., Красилов В. А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
 34. Нежданов А. А., Очобенин В. В., Куренко М. И. и др. Региональная литостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов//Литологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 80—108.
 35. Прозоровский В. А. Верхняя юра и нижний мел запада Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 154 с.
 36. Савчинская О. В. Об условиях образования писчего мела юга Русской платформы по палео-экологическим данным//Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 109—117.
 37. Седлецкий В. И., Байков А. А., Бойко Н. И. Особенности строения и образования эвапоритовых формаций//27-й МКГ. Литология. Докл. 1984. Т. 4. С. 63—68.
 38. Сеньковский Ю. Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 127 с.
 39. Сеньковский Ю. Н., Глушко В. В., Сеньковский А. Ю. Фосфориты Западной Украины. Киев: Наук. думка, 1989. 130 с.
 40. Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 268 с.
 41. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. II. М.; Л.: Госгеоллиздат, 1948. 396 с.
 42. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья первая//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21.
 43. Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Статья вторая//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 8. С. 29—61.
 44. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
 45. Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли//Литология и полез. ископаемые. 1976. № 6. С. 3—46.
 46. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
 47. Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 и CaCO_3 в океанском осадкообразовании//Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 3—31.
 48. Тимофеев П. П. Роль литологии в развитии геологической науки//Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17—25.
 49. Топливно-энергетическая база европейского Северо-Востока//Ред. В. А. Дедев, Л. З. Аминов. Сыктывкар: Изд. Коми науч. центра РАН, 1991. 304 с.

50. Ушатинский Н. Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири//Сов. геология. 1981. № 2. С. 11—22.
51. Шатский Е. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей//Избр. тр. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 52—143.
52. Шевченко В. И. Условия образования верхнеюрских хемогенных отложений Предкавказья//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 2. С. 104—118.
53. Ясманов Н. А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 233 с.
54. Evans R. Origin and significance of evaporites in Basins around Atlantic margins//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1978. № 2. P. 223—234.
55. Haq B. U., Hardenboe J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic//Science. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156—1167.
56. Jenkyns H. C. Pelagic Environments//Sedimentary Environments and Facies. Oxford, 1986. P. 343—397.
57. Kennedy W. J., Tuignet P. Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian — Santonian) of Haute Normandie, France//Sedimentology. 1974. V. 21. № 1. P. 1—42.
58. Morner N. A. Revolution in Cretaceous sea level analysis//Geology. 1991. № 9. P. 344—346.
59. Owen T. R. The Geological evolution of the British isles. L.: Pergamon Press, 1976. 161 p.
60. Ronnevik H., Bergsager E. I., Moe A. e. a. Geology of the Norwegian Continental Shelf//Petroleum and the continental shelf of North-West Europe. 1975. V. 1. P. 117—128.
61. Ziegler P. A. Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1975. V. 59. № 7. P. 1073—1097.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
21.XII.1993

© 1994 Свальнов В. Н.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДКИ ГВАТЕМАЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Описаны петрографический состав и пространственно-временные соотношения осадков, оценены скорости седиментации. На оригинальном материале показано, что по фациальной принадлежности четвертичные осадки относятся к геми- и миопелагическим. На юге котловины миопелагические условия стабилизировались 400 тыс. лет назад.

Привлекательность Гватемальской котловины обусловлена спецификой марганцеворудного процесса в зоне перехода от приконтинентальной седиментации к пелагической на фоне воздействия на осадкообразование экзо- и эндогенных источников марганца. Довольно скудные литологические сведения по данному региону удалось существенно расширить в 41-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [6]. Ниже обсуждаются петрографический состав и пространственно-временные соотношения осадков, собранных в этом рейсе в пределах Гватемальской котловины.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Гватемальская котловина расположена в восточной части северной тропической зоны Тихого океана. Она ограничена Восточно-Тихоокеанским поднятием, Галапагосской рифтовой зоной, хребтом Кокос и Центральнo-Американским желобом. В пределах котловины находятся довольно многочисленные подводные горы и хребет Теуантепек. Максимальная глубина не превышает 4200 м.

Система циркуляции поверхностных вод представлена циклоническим тропическим круговоротом, образованным Мексиканским течением, южным ответвлением Северного пассатного течения и Экваториальным противотечением Кромвела [10]. В осевой части круговорота прослеживается северная тропическая дивергенция, а вблизи экватора — северная тропическая конвергенция. Среднегодовая температура поверхностных вод составляет 25—27°, средняя соленость — 33—35‰. Глубинная циркуляция в регионе связана с перемещением на север антарктических вод. Они прослеживаются до 20—30° с. ш., где температура их не превышает 1—2°. Несколько севернее экватора часть донных абиссальных течений отклоняется на восток [5, 23], достигая Гватемальской котловины.

Поступление флювиогенного материала в котловину с востока (включая органическое вещество) затруднено наличием естественной ловушки — Центральнo-Американского желоба с максимальной отметкой глубины 6489 м. Регион более доступен для эолового привноса вулканокластических компонентов из Центральной Америки. Благоприятная гидродинамическая обстановка (подъем глубинных вод в осевой зоне циклонического круговорота) способствует процветанию планктона. Средняя годовая первичная продукция планктона увеличивается по направлению к берегу от 100—150 до 250—500 мг С/м² в день [4], а число клеток фитопланктона в 1 л воды (среднее для слоя 0—100 м) колеблется от 100 до 1000 [2]. Биомасса сетного зоопланктона в верхнем 100-метровом слое водной толщи варьирует в пределах 25—200 мг/м³ [1], тогда как общая биомасса бентоса составляет 0,1—1,0 г/м², постепенно нарастая в сторону берега [3]. По

условиям существования макробентоса Гватемальская котловина является частью Приконтинентальной эвтрофной области [9].

На первый взгляд, приведенные выше параметры среды свидетельствуют в пользу развития в Гватемальской котловине приконтинентального типа океанского литогенеза [7]. На это же указывают и результаты исследований на полигоне Н, выполненных на юге котловины в рамках программы MANOP [14—16, 18, 19]. Осадки полигона отнесены к гемипелагическим. Скорость седиментации составляет 0,66 см/1000 лет, тип диагенеза субокислительный. Вероятная скорость роста железомарганцевых конкреций оценивается величинами порядка 20—300 мм/млн. лет.

Однако, учитывая новые данные для региона, значительно превышающего по площади полигон Н, можно отнести южную часть котловины к зоне перехода от гемипелагических осадков к миопелагическим. Не последнюю роль в характере этого перехода играет постепенная смена (по направлению к экватору) восходящих потоков глубинных вод в циклоническом круговороте на нисходящие в пределах северной тропической конвергенции, где снижается, естественно, биопродуктивность планктона, ослабевают редуccionные процессы.

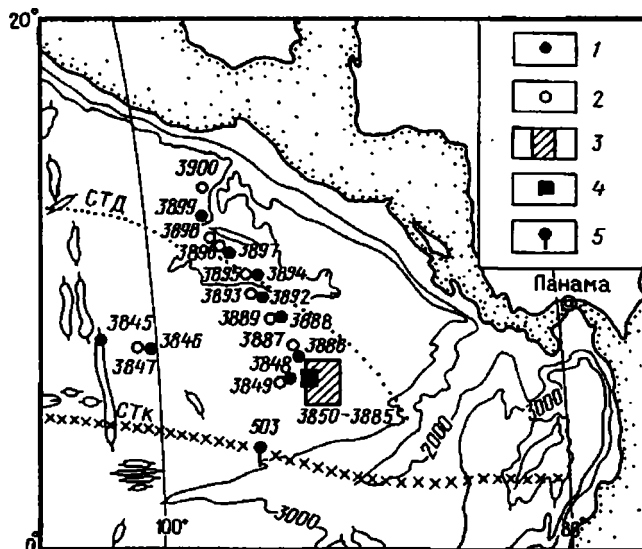
СОСТАВ И СООТНОШЕНИЯ ОСАДКОВ

Изучение осадков Гватемальской котловины проводилось на субширотном (ст. 3845—3849) и субмеридиональном (ст. 3886—3900) профилях (фиг. 1), а также в пределах Гватемальского полигона (фиг. 2, ст. 3850—3885). Пробы были собраны дночерпателем «Океан-50», автономным самовсплывающим пробоотборником АП-«Пассат», прямой точной трубкой УТ-73 и экспериментальным герметичным пробоотборником конструкции М. А. Волла, позволяющим получать ненарушенный монолит осадков и придонную воду. Пробы подняты с глубин 2850—4150 м, длина монолитов колеблется от 5 до 412 см.

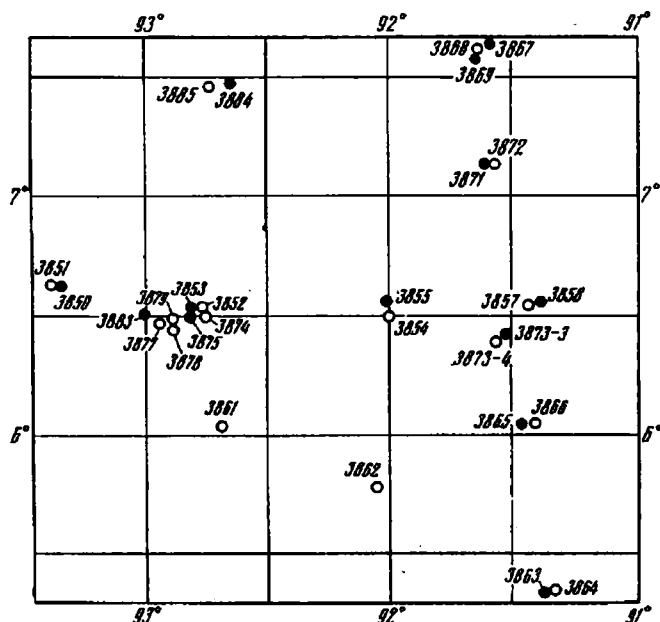
Основные типы осадков. В Гватемальской котловине выявлены обломочные осадки, гемипелагические глины, глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые илы, известковисто-глинистые и глинисто-известковые осадки. Кроме того, довольно широко распространены железомарганцевые конкреции, встречаются стяжения кальциевого родохрозита [8].

К обломочным отнесены вулканокластические осадки, представленные тефрой — дезинтегрированными продуктами наземного кислого вулканизма, осевшими во время извержений. Структура тефры псаммитово-алевритовая и пелитово-алевритовая. Для нее характерны желтовато-серая и светло-серая окраска. Основу тефры (70—90%) составляет бесцветное вулканическое стекло угловатой формы, кристаллокластическая примесь представлена пироксенами, роговой обманкой, биотитом, цирконом, апатитом, эпидотом, магнетитом, кварцем, полевыми шпатами; иногда встречаются биогенные остатки. Генетически и пространственно с пеплами андезитового вулканизма связаны туффитовые осадки, содержащие 10—70% пирокластического материала. Формируются они в результате синхронного осаждения терригенных, биогенных и вулканогенных компонентов. Последние поступают на дно вследствие перемыва слоев тефры, аэрозольных выпадений и при разрушении пемзы на плаву. Туффитовыми могут быть любые типы осадков, попадающие в зону действия факторов переноса вулканокластического материала.

Глинистые отложения представлены только гемипелагическими терригенными глинами, обогащенными радиоляриями. Они характеризуются пелитовой структурой, имеют серую окраску. В основном эти осадки состоят из глинистых минералов и тонкодисперсного материала. Примесь скелетов радиолярий в них достигает 20%, диатомей — 7%, встречаются редкие фрагменты раковин фораминифер. В крупноалевритовой фракции обнаружены роговая обманка, моноклинные и ромбические пироксены, эпидот, циркон, бесцветное вулканическое стекло, кварц, полевые шпаты, глауконит.



Фиг. 1. Схема геологических станций в Гватемальской котловине 1—2 — орудия сбора осадков (1 — прямоточная трубка, 2 — дночерпатель); 3 — Гватемальский полигон; 4 — полигон Н [19]; 5 — скважина глубоководного бурения [22]; СТД — северная тропическая дивергенция; СТК — северная тропическая конвергенция [10]



Фиг. 2. Местоположение геологических станций на Гватемальском полигоне. Условные обозначения см. на фиг. 1

Глинисто-кремнистые осадки формируются главным образом за счет опаловых скелетов радиолярий и диатомей. В Гватемальской котловине выявлены диатомовые, глинисто-диатомовые, радиоляриево-диатомовые, глинисто-радиоляриевые илы. Цвет их варьирует от темно-коричневого до зеленовато-серого, структура пелитовая. В диатомовых илах преобладают (более 70%) створки диатомей, тогда как в радиоляриево-диатомовых осадках соотношение радиолярий и диатомей

приблизительно одинаковое, а сумма их также превышает 70%. В других типах глинисто-кремнистых илов содержание аллохтонных компонентов (глинистые и тонкодисперсные минералы) может достигать 50%, а доля радиолярий и диатомей всегда превышает 50%. Крупноалевритовая составляющая осадков в основном представлена кислым вулканическим стеклом, присутствуют кварц, полевые шпаты, роговая обманка, эпидот, биотит, циркон, апатит, сфен, марганцевые микроконкреции, пирит, цеолиты, глауконит. Названные выше глинисто-кремнистые илы могут быть слабоизвестковистыми (CaCO_3 10—30%) и туффовыми.

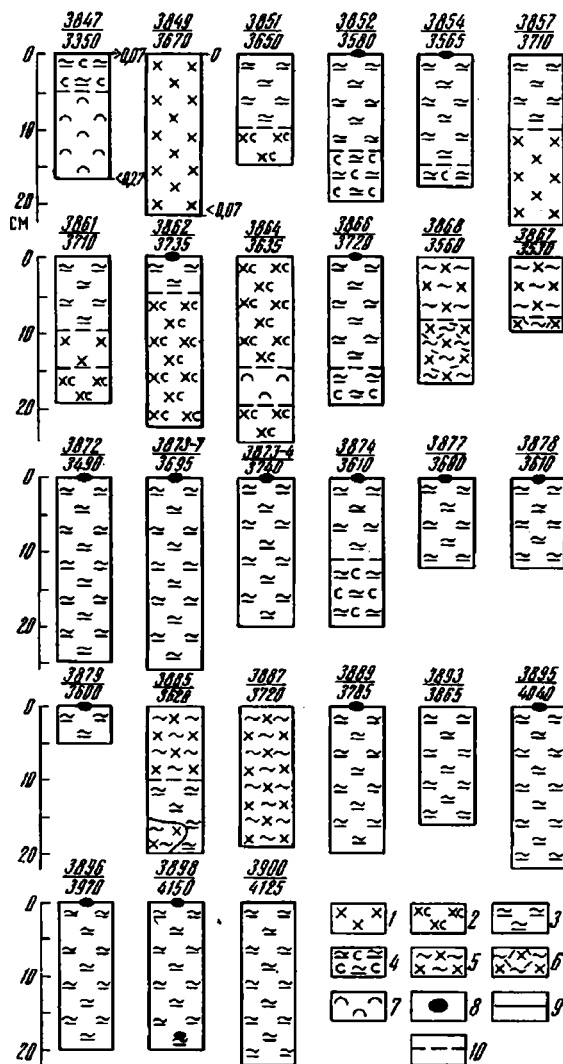
Кремнисто-глинистые осадки содержат до 50% опаловых скелетных остатков и подразделяются на радиоляриево- и диатомово-глинистые. Структура их пелитовая, цвет преимущественно зеленовато-серый. В составе радиоляриево-глинистых илов преобладают глинистые и тонкообломочные минералы (50—70%), а также скелеты радиолярий (30—50%), обычно примесь диатомей. В диатомово-глинистых илах также преобладают глинистые и тонкодисперсные минералы (50—70%), на долю створок диатомей приходится 30—50%. В виде примеси обычно присутствуют радиолярии. Обломочные крупноалевритовые компоненты кремнисто-глинистых осадков в основном представлены бесцветным вулканическим стеклом, роговой обманкой и пироксенами, встречаются кварц, плагиоклазы, биотит, циркон, эпидот. Выявлена туффовая разновидность диатомово-глинистых илов.

Глинисто-известковые осадки, обогащенные диатомеями и радиоляриями, имеют коричневый цвет, для них характерна алевритово-пелитовая структура. Основными компонентами являются кокколиты и раковины планктонных фораминифер (в сумме 50—70%). Содержание радиолярий и диатомей достигает 20%, доля глинистых и тонкообломочных минералов составляет 15—30%. Среди крупноалевритовых обломочных зерен преобладают основное вулканическое стекло и оливин, встречены гранаты, роговая обманка, тремолит-актинолит, моноклинные и ромбические пироксены, биотит, апатит, циркон, сфен, дистен, кварц, основные плагиоклазы, кислое вулканическое стекло.

Известковисто-глинистые осадки, обогащенные радиоляриями или диатомеями, содержат 45—55% глинистых и тонкодисперсных минералов, 30—45% фрагментов раковин планктонных фораминифер и кокколитов, не более 25% радиолярий и диатомей. В крупноалевритовой фракции преобладает бесцветное вулканическое стекло, встречаются довольно редкие зерна пироксенов, роговой обманки, циркона, биотита, плагиоклазов, кварца, марганцевых микроконкреций. Для известковисто-глинистых осадков характерна пелитовая структура, окраска их варьирует от коричневой до коричневатой-желтой и зеленовато-серой.

Пространственно-временные соотношения осадков. В изученном районе вскрыты только плейстоцен-голоценовые осадки. Микропалеонтологические исследования монолитов выполнены В. В. Мухиной (диатомеи и силикофлагелляты) и О. Б. Дмитренко (кокколитофориды), палеомагнитные — Ю. Ю. Ивановым.

Субширотный профиль. В западной части Гватемальской котловины осадки получены с глубин 2850—3700 м (фиг. 3 и 4). Железомарганцевые конкреции не обнаружены. На ст. 3845, расположенной на вершинной поверхности Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. фиг. 1), разрез представлен коричневыми и светло-коричневыми глинисто-известковыми илами, обогащенными диатомеями и радиоляриями. Для них характерна заметная примесь изометричных обломков основного вулканического стекла, наиболее обильных и крупных (до 2×5 см) и нижнем интервале колонки. Восточнее, судя по дночерпательным монолитам, карбонатность осадков поверхностного слоя заметно снижается, а доля биогенного кремнезема увеличивается. Так, на ст. 3847 вскрыты коричневые слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы, обогащенные диатомеями, которые подстилаются зеленовато-серыми известковисто-глинистыми илами, обогащенными радиоляриями. Фрагмент разреза на ст. 3849 сложен только темно-коричневыми глинисто-радиоляриевыми илами.

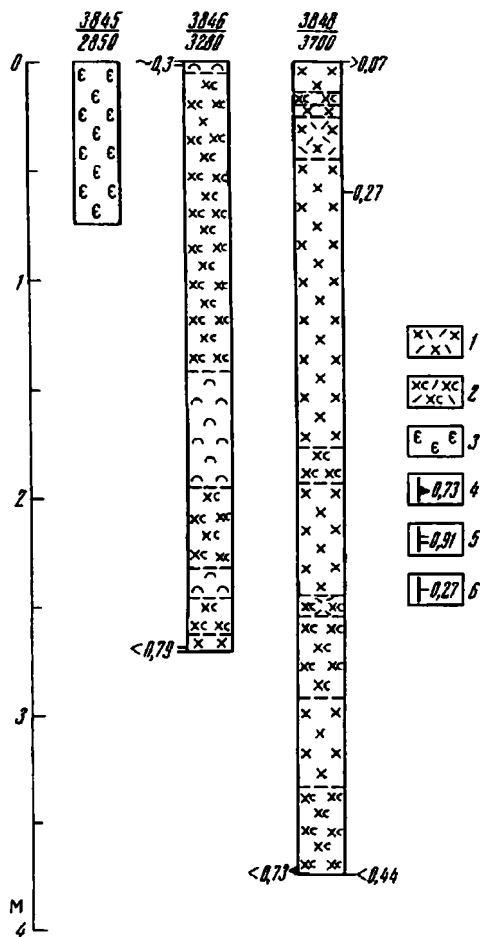


Фиг. 3. Литолого-стратиграфическая характеристика дночерпательных монолитов (на этом и следующих фигурах цифры под колонками: в числителе — номер станции, в знаменателе — глубина, м))
 1—7 — илы (1 — глинисто-радиоляриевые, 2 — то же, слабоизвестковистые, 3 — то же, обогащенные диатомеями, 4 — глинисто-радиоляриевые слабоизвестковистые, обогащенные диатомеями, 5 — радиоляриево-диатомовые, 6 — то же, туфитовые, 7 — известкисто-глинистые, обогащенные радиоляриями); 8 — железомарганцевые конкреции; 9, 10 — границы раздела (9 — резкие, 10 — постепенные); цифры справа — возраст по кокколитофоридам, млн. лет

В колонках ст. 3846 и 3848 цвет осадков постепенно изменяется вниз по разрезу от коричневого до зеленовато-серого. Основу колонок составляют переслаивающиеся слабоизвестковистые и бескарбонатные глинисто-радиоляриевые илы. На ст. 3848 выявлены два горизонта туфитовых глинисто-радиоляриевых осадков (интервалы 27—45 и 248—255 см). Как и в поверхностном слое, карбонатность илов в разрезах уменьшается в восточном направлении.

Таким образом, на профиле приблизительно вдоль 7° с. ш. вскрыты гемипелагические смешанные (терригенно-биогенные) четвертичные осадки с признаками нескольких проявлений эксплозивного вулканизма.

Гватемальский полигон. Участок детальных геологических работ имеет сле-

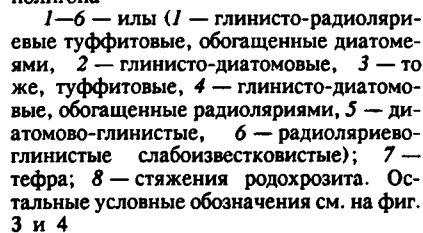


Фиг. 4. Литолого-стратиграфическая характеристика колонок субширотного профиля

1—3 — илы (1 — глинисто-радиоляриевые туффитовые, 2 — то же, слабоизвестковистые, 3 — глинисто-известковые, обогащенные диатомеями и радиоляриями); 4—6 — возраст осадков, млн. лет (4 — по палеомагнитным данным, 5 — по диатомеям и силикофлагеллятам, 6 — по кокколитофоридам). Остальные условные обозначения см. на фиг. 3

дующие координаты центральной точки: $6^{\circ}30' \text{ с. ш.}$, $92^{\circ}00' \text{ з. д.}$ (см. фиг. 1 и 2). Сбор осадков проводили на глубинах 3490—3740 м. Отличительными чертами этой части Гватемальской котловины являются интенсивное обогащение верхних 10—25 см осадков гидроксидами марганца, наличие крупных железомарганцевых конкреций на поверхности и в толще, широкое распространение продуктов кислого вулканизма, переход на северной периферии полигона пестроцветных осадков в сероцветные, относительно высокая их кремнистость и заметно варьирующая карбонатность.

В пределах полигона поверхностный слой осадков представлен (см. фиг. 3 и фиг. 5) темно-коричневыми глинисто-радиоляриевыми илами, нередко обогащенными диатомеями, иногда слабоизвестковистыми. Севернее 7° с. ш. распространены радиоляриево-диатомовые илы. Железомарганцевые конкреции на поверхности осадков обнаружены на 50% станций. Мощность гомогенного слоя изменяется в пределах 2—11 см. Ниже вскрыта биотурбированная пестроцветная толща в разной степени окисленных осадков. Преобладающими оттенками являются коричневый, светло-коричневый, палевый, а на ст. 3867 и 3884, т. е. севернее 7°



с. ш., на уровне 30—70 см от поверхности залегают с постепенным переходом желтовато- и зеленовато-серые илы.

Основу вскрытых разрезов составляют переслаивающиеся глинисто-радиоляриевые или (местами обогащенные диатомеями) и их слабоизвестковистые разновидности, вплоть до известковисто-глинистых и глинисто-известковых осадков, обогащенных радиоляриями. На ст. 3850 и 3884 среди глинисто-радиоляриевых илов обнаружены желтовато-серые стяжения родохрозита размером по длинной оси до 1,5—2,5 см. Верхняя часть колонки 3884 сложена радиоляриево-диатомовыми илами.

В исследованных разрезах прослеживаются два уровня накопления вулканокластического материала, представленного туффитовыми глинисто-кремнистыми илами, слойками и линзами светло-серой тефры кислого состава. На большинстве станций линзы и слои тефры мощностью 2—6 см, а также перекрывающие их глинисто-радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые туффитовые осадки мощностью 3—19 см залегают в пределах горизонта 5—44 см. Только в колонке 3884 пирокластический материал сходного состава обнаружен на глубине 105—119 см среди быстро накапливающихся радиоляриево-диатомовых илов. Второй уровень обогащения глинисто-радиоляриевых осадков вулканокластикой прослеживается в следующих интервалах колонок: ст. 3855 — 85—95 см; ст. 3858 — 79—85 см; ст. 3867 — 50—60 см; ст. 3871 — 205—210 см; ст. 3883 — 308—310 см.

В пределах полигона погребенные железомарганцевые конкреции подняты на шести станциях (см. фиг. 5). Часть из них пространственно тяготеет к слоям тефры, остальные залегают среди глинисто-радиоляриевых илов, включая их слабоизвестковистую разновидность.

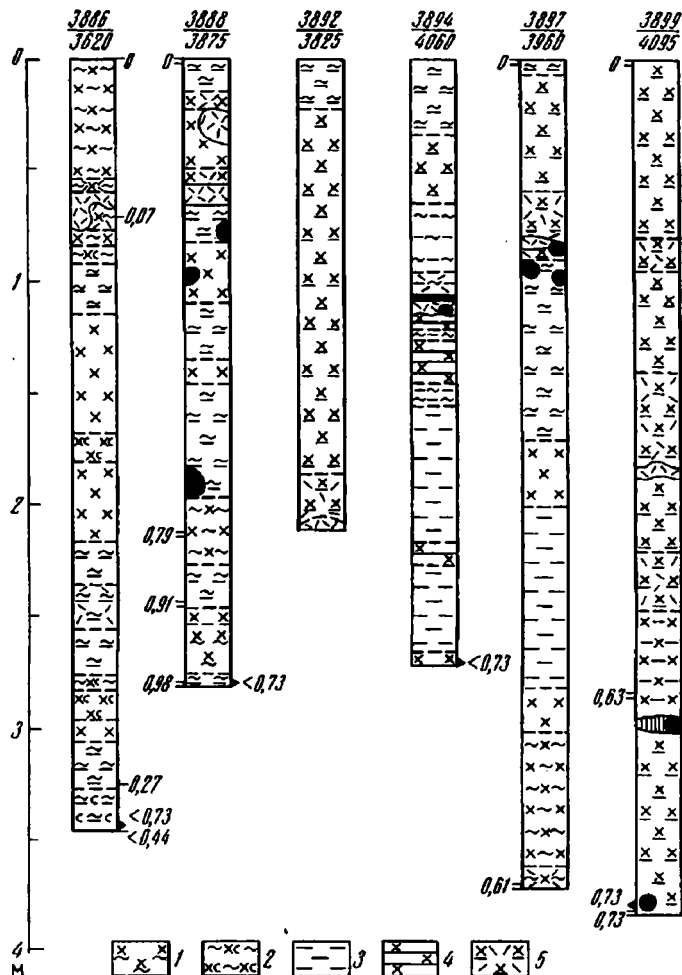
Таким образом, на Гватемальском полигоне достаточно отчетливо проявился переход от четвертичных гемипелагических терригенно-биогенных осадков к миопелагическим илам сходного состава. Граница между ними проходит приблизительно по 7° с. ш. О смене условий седиментации свидетельствуют заметные вариации интенсивности редукционных процессов и появление стяжений аутигенного родохрозита, характерного для переходных фациальных обстановок.

Субмеридиональный профиль. Изучение типично гемипелагических осадков проводилось на профиле от 8°38,6' с. ш., 93°34,0' з. д. до 12°16,8' с. ш., 96°06,7' з. д. (см. фиг. 1), примыкающем с севера к Гватемальскому полигону. Рудные конкреции на поверхности осадков встречены на четырех станциях (см. фиг. 3 и фиг. 6). Пробоотборниками вскрыта в разной степени биотурбированная толща плейстоцен-голоценовых зеленовато-серых и серовато-зеленых осадков, вблизи поверхности дна имеющих коричневую (1—2 см) и коричневатую-серую (до 35 см) окраску. Только на ст. 3895 дночерпателем подняты темно-коричневые илы.

Поверхностный слой в основном представлен глинисто-радиоляриевыми илами, обогащенными диатомеями, и радиоляриево-диатомовыми илами. Мощность однородного слоя варьирует в пределах 6—11 см. Колонки сложены переслаивающимися диатомовыми, радиоляриево-диатомовыми, диатомово-глинистыми илами, а также глинисто-диатомовыми осадками, нередко обогащенными радиоляриями. Довольно значительные интервалы разрезов приходятся на радиоляриево-глинистые илы и глинисто-радиоляриевые осадки, иногда обогащенные диатомеями или слабоизвестковистые. На ст. 3894 обнаружены гемипелагические глины, обогащенные радиоляриями, а в колонке 3899 — стяжения аутигенного родохрозита, пространственно тяготеющего к погребенной железомарганцевой конкреции.

Характерной чертой изученных колонок являются линзы и слои тефры кислого состава, а также перекрывающие их туффитовые глинисто-кремнистые осадки. Мощность пепловых слоев колеблется от 3 до 10 см, а туффитовых осадков — в пределах 5—40 см. Выявлены четыре уровня обогащения осадков вулканокластическим материалом.

Таким образом, по мере движения от Гватемальского полигона на север-северо-запад возрастает осадкообразующая роль диатомей, усиливается влияние



Фиг. 6. Литолого-стратиграфическая характеристика колонок субмеридионального профиля
1—3 — илы (1 — диатомовые, обогащенные радиоляриями, 2 — радиоляриево-диатомовые слабо-известковистые, 3 — радиоляриево-глинистые); 4 — гемипелагические глины, обогащенные радиоляриями; 5 — глинисто-диатомовые илы, обогащенные радиоляриями, туффитовые. Остальные условные обозначения см. на фиг. 3—5

на седиментацию наземного вулканизма. Обнаруженные в четырех колонках зеленовато-серых илов погребенные железомарганцевые конкреции, как правило, разрушены в результате выноса рудных компонентов в восстановительных условиях. Одним из признаков активизации редукционных процессов служат микроконкреции пирита на створках диатомей, выявленные в колонке 3899.

Глубоководная скв. 503. Представление о типах осадков и условиях их формирования на юге Гватемальской котловины дает скв. 503 [22]. Она пробурена на северном фланге Галапагосского поднятия (см. фиг. 1) на глубине 3672 м в точке с координатами: 4°03,04' с. ш., 95°38,21' з. д. Разрез представлен неоген-четвертичной толщей переслаивающихся кремнисто- и известкисто-глинистых, а также кремнисто- и глинисто-известковых осадков со значительными вариациями соотношений биогенных и глинистых компонентов. Мощность четвертичных отложений составляет 35 м. По степени окисления и содержанию глинистых минералов осадки скважины разделены на три литостратиграфические пачки.

Верхняя часть разреза (0—8,45 м), имеющая возраст 0,4 млн. лет, представлена чередующимися окисленными темно-коричневыми и оранжевыми илами и рых-

лыми осадками. Содержание глинистых минералов в них варьирует от 5 до 75%, фораминифер умеренной и плохой сохранности — от 5 до 25%, кокколитоов — от 25 до 75%, диатомей и радиолярий — от 5 до 25%. Оксиды железа составляют 1—25%. Спиккулы, силикофлагелляты и вулканическое стекло встречаются спорадически, количество их не превышает 5%. В соответствии с принятой в данной работе классификацией осадки можно отнести к миопелагическим слабоизвестковистым глинам, кокколитоовым, фораминиферо-кокколитоовым, известковисто-глинистым и глинисто-известковым илам, обогащенным радиоляриями и диатомеями, к слабоизвестковистым глинисто-радиоляриевым и радиоляриево-глинистым илам, местами обогащенным диатомеями.

Ниже по разрезу (8,45—226,20 м) залегают переслаивающиеся редуцированные (гемипелагические) темно-зеленые и палево-зеленовато-желтые осадки (возраст 0,4—7,5 млн. лет). По составу и основным типам отложения сходны с описанными выше. Содержание глинистых минералов не превышает 10% и уменьшается к подошве пачки, встречается пирит.

В основании разреза (226,2—235,0 м) вскрыты чередующиеся редуцированные темно-зеленые до палево-зеленовато-желтых слабоизвестковистые глины с примесью радиолярий и диатомей, кокколитоовые осадки, известковисто-глинистые, глинисто-известковые и кокколитоовые осадки, обогащенные радиоляриями и диатомеями (возраст 7,5—7,8 млн. лет). Они состоят из глинистых минералов (25—75%), фораминифер (0—5%), кокколитоов (5—75%), диатомей и радиолярий (5—25%), неопределимых карбонатов (5—25%), встречаются пирит, пепловые частицы, силикофлагелляты.

В интервале 11—228 м среди зеленоцветных редуцированных осадков обнаружены стяжения аутигенного кальциевого родохрозита, наиболее частые на глубине 30—85 м. Стяжения длиной до 7 см имеют цилиндрическую или бочковидную форму, внутри них наблюдается осевой канал или полости. По мнению некоторых авторов [12], стяжения образовались вокруг и (или) внутри ходов илоедов.

Специальные исследования показали [20], что керн скв. 503 включает 25 горизонтов осадков, обогащенных рассеянной тефрой. Из них 10 проявились в плейстоцене и 15 — в среднем — позднем плиоцене. При этом в более древних отложениях преобладает темноцветное стекло, а в молодых — бесцветное. Заметные скопления рассеянной тефры не обнаружены в голоценовых, раннеплиоценовых и позднемплиоценовых осадках.

Таким образом, на юге Гватемальской котловины распространены переслаивающиеся кремнисто-карбонатные, глинистые, кремнисто-глинистые и глинисто-известковые четвертичные отложения, как окисленные, так и восстановленные. Миопелагические условия здесь стабилизировались 400 тыс. лет назад. За это время накопилось 8,5 м окисленных осадков. Многократное проявление в разрезе скв. 503 вулканокластического материала [20] справедливо связывают с риолитовым и андезитовым вулканизмом Центральной Америки [21]. Широкое распространение тефры в экваториальной зоне Тихого океана вначале было выявлено по сейсмическим данным [24]. Последующие исследования подтвердили правильность интерпретаций отражающих горизонтов, позволили идентифицировать многочисленные слои тефры и привязать часть из них к источникам на суше [11, 13, 17]. Возраст большинства пепловых слоев, вскрытых колонками, оказался не древнее 300 тыс. лет [11]. Глубоководное же бурение показало [20], что наземный вулканизм существенно влиял на осадкообразование в Гватемальской котловине со среднего плиоцена до позднего плейстоцена включительно.

Скорости осадконакопления. Возраст осадков изученных колонок, определенный комплексом методов, не превышает 1,5 млн. лет. Наиболее древние отложения вскрыты на ст. 3850. Средняя скорость седиментации в регионе за последние 0,73 млн. лет варьировала в пределах 0,3—0,6 см/1000 лет (данные магнитостратиграфии). Сходный порядок величин получается, если опираться на результаты диатомового анализа — 0,1—1,0 см/1000 лет (до 2 см в пределах интервалов в 20—60 тыс. лет). Стратиграфические данные по кокколитоам свидетельствуют о колебаниях скоростей осадконакопления от 0,1 до 2

см/1000 лет. Полученные результаты вполне сопоставимы с уже известными. На полигоне Н темпы седиментации оцениваются в 0,66 см/1000 лет [16]. На юге Гватемальской котловины (скв. 503) скорость варьирует в пределах 1—6 см/1000 лет (в среднем 2,9 см). При этом быстрее осадки накапливались в позднем миоцене — раннем плиоцене, а медленнее — в плейстоцене [22].

Исходя из средних скоростей седиментации, возраст горизонтов тефры и туффитовых осадков укладывается в рамки следующих интервалов (тыс. лет): 60—75, 120—180, 220—280, 310—370, 460—480, 610. Стяжения родохрозита образовались 0,3—1,1 млн. лет назад. Верхний горизонт погребенных железомарганцевых конкреций начал формироваться около 70 тыс. лет назад, возраст других горизонтов колеблется от 100 до 700 тыс. лет.

* * *

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что осадкообразование в Гватемальской котловине в четвертичное время проходило в условиях изоляции от источников терригенного обломочного материала. Преобладающая часть такого вещества оседала, по-видимому, в пределах Центрально-Американского желоба. Котловина расположена в зоне повышенной биологической продуктивности со сложным гидродинамическим режимом. Совокупность биогенных, подводно- и наземно-вулканогенных процессов, а также привнос аэрозолей пассатными ветрами обусловили формирование на дне Гватемальской котловины преимущественно пелитовых биогенно-терригенных осадков. В четвертичных разрезах прослеживаются (по степени сохранности планктонных фораминифер) многократные циклы растворения карбонатного материала, связанные, вероятно, с эпизодическим проникновением в котловину относительно холодных и агрессивных антарктических глубинных вод. На этом фоне становилась более заметной доля в осадках опаловых скелетов радиолярий и створок диатомей.

Многофазное проявление андезитового вулканизма в Центральной Америке обеспечило формирование слоев тефры, повсеместно повышенный фон в осадках рассеянной пирокластики, включая кислое вулканическое стекло, пироксены, плагиоклазы, роговую обманку, циркон, биотит и многие другие минеральные зерна песчано-алевритового размера. Характерно, что продукты наземных извержений за последние 50 тыс. лет представлены только рассеянным вулканогенным материалом.

На ход нормальной седиментации оказывал влияние и подводный вулканизм. Об этом свидетельствуют узко локализованные комплексы обломочных (эдафогенных) минералов, высокие содержания в осадках марганца и сопутствующих ему элементов, а также многочисленные горизонты крупных железомарганцевых конкреций в пределах Гватемальского полигона.

По фациальной принадлежности осадки региона относятся к геми- и миопелагическим. Фестончатая граница между ними прослеживается по комплексу признаков в районе 7° с. ш. На юге котловины миопелагические условия стабилизировались 400 тыс. лет назад. Севернее границы раздела подповерхностные слои представлены только сероцветными осадками с характерными аутигенными минералами — пиритом и родохрозитом. Последний обнаружен и в слабоокисленных илах переходной зоны.

Становление миопелагических условий в юго-западной части Гватемальской котловины, безусловно, связано с затрудненным привносом наземного органического вещества. Другой причиной может быть наблюдаемое постепенное уменьшение продуктивности планктона по направлению к открытому океану на фоне ухудшения гидродинамических условий обитания биоса. Ситуация осложнена локальной эндогенной поставкой ряда элементов, явно превысившей реакционную способность погребенного органического вещества. Для миопелагической зоны характерны марганцевые микроконкреции и рудные конкреции с высоким содержанием марганца.

Максимальная мощность вскрытого четвертичного разреза в Гватемальской котловине составляет 35 м. Средняя скорость седиментации колеблется от 0,1 до 2 см/1000 лет. При этом максимум прослеживается только в пределах интервалов продолжительностью 20—60 тыс. лет.

Список литературы

1. Богоров В. Г., Виноградов М. Е., Воронина Н. М. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана//Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1205—1208.
2. Волковинский В. В., Зернова В. В., Семина Г. И. и др. Распределение фитопланктона в Мировом океане//Экспресс-информация. Сер. 9. Промысловая океанология и подводная техника. 1972. Вып. 3. С. 1—14.
3. Зенкевич Л. А., Филатова З. А., Беляев Г. М. и др. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане//Бюл. МОИП. Отд. биол. 1971. Т. 76. № 3. С. 27—34.
4. Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция//Биология океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. С. 62—65.
5. Леонтьев О. К. Донные абиссальные течения как геоморфологический фактор//Геоморфология. 1987. № 1. С. 3—16.
6. Розанов А. Г. Исследование железомарганцевых конкреций северной экваториальной части Тихого океана (41-й рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев», 4 января — 23 апреля 1988 г.)//Океанология. 1989. Т. 29. Вып. 3. С. 522—525.
7. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
8. Свальнов В. Н., Кулешов В. Н. Кальциевый родохрозит в осадках Гватемальской котловины//Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 20—35.
9. Соколова М. Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука, 1986. 208 с.
10. Степанов В. Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
11. Bowles F. A., Jack R. N., Carmichael I. S. E. Investigation of deep-sea volcanic ash layers from equatorial Pacific cores//Bull. Geol. Soc. America. 1973. V. 84. P. 2371—2388.
12. Coleman M., Fleet A., Donson P. Preliminary studies of manganese-rich carbonate nodules from Leg 68, Site 503, eastern equatorial Pacific//Init. Repts. DSDP. Wash.: U. S. Govt Printing Office, 1982. V. 68. P. 481—489.
13. Drexler J. W., Rose W. I., Jr., Sparks R. S. J., Ledbetter M. T. The Los Chocoyos Ash, Guatemala: A major stratigraphic marker in Middle America and in three ocean basins//Quat. Res. 1980. V. 13. P. 327—345.
14. Dymond J., Lyle M., Finney B. et al. Ferromanganese nodules from MANOP Site H. S, and R-Control of mineralogical and chemical composition by multiple accretionary processes//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 5. P. 931—949.
15. Finney B., Heath G. R., Lyle M. Growth rates of manganese-rich nodules at MANOP site H (Eastern North Pacific)//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 5. P. 911—919.
16. Graybeal A. L., Heath G. R. Remobilisation of transition metals in surficial pelagic sediments from the eastern Pacific//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 5. P. 965—975.
17. Hahn G. A., Rose W. I., Jr., Meyers T. Geochemical correlation of genetically related rhyolitic ash flow and airfall tuffs, Central and Western Guatemala and equatorial Pacific//Ash Flow Tuffs. Geol. Soc. America. Spec. Pap. 180. Boulder, Colo, 1979. P. 100—112.
18. Huh C.-A., Ku T.-L. Radiochemical observations on manganese nodules from three sedimentary environments in the north Pacific//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 5. P. 951—963.
19. Kalhorn S., Emerson S. The oxidation state of manganese in surface sediments of the deep-sea//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. V. 48. № 5. P. 897—902.
20. Ledbetter M. T. Tephrocronology at Sites 502 and 503//Init. Rept. DSDP. Wash.: U. S. Govt Printing Office, 1982. V. 68. P. 403—408.
21. Ninkovich D., Shackleton N. J. Distribution, stratigraphic position and age of ash layer «L» in the Panama Basin region//Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 27. № 1. P. 20—34.
22. Prell W. L., Gardner J. V. et al. Site 503: Eastern equatorial Pacific//Init. Repts. DSDP, Wash.: U. S. Govt Printing Office, 1982. V. 68. P. 163—202.
23. Vanney J.-R. Le géographie des courants profonds//Oceanis. 1980. V. 5. Fasc. 4. P. 687—719.
24. Worzel J. L. Extensive deep-sea reflections identified as white ash//Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1959. V. 45. P. 349—355.

© 1994 Виноградов В. И., Кулешов В. Н., Луканин А. О., Осокин П. В.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА И СТРОНЦИЯ В ФОСФОРИТАХ МОНГОЛИИ И КАРАТАУ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СРЕДЫ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕНД-КЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ

Получены данные по изотопному составу неодима и стронция в фосфоритовых месторождениях Каратау и Монголии. Вслед за Х. Шоу, Дж. Вассербургом [41] и Л. Дерри и С. Джекобсеном [34] показано, что условия фосфатонакопления в венд-нижнекембрийское время принципиально не отличались от фанерозойских. Главным источником фосфора в бассейнах фосфатонакопления были разрушающиеся породы древней континентальной коры. Другие источники питания были локальны и имели резко подчиненное значение. Вариации изотопных отношений неодима даже в пределах отдельных месторождений свидетельствуют о разобщенности бассейнов фосфатонакопления в пределах единой фосфатонесной провинции.

Настоящая работа проводилась в рамках проблемы эволюции биосферы и событийности в геологической летописи Земли. Огромное скопление фосфатов в нижнекембрийских — верхнедокембрийских отложениях часто рассматриваются как результат резкой смены обстановок. Это может быть связано как с общегеологическими процессами, так и с процессами эволюционного развития биосферы, изменениями состава атмосферы и океанической воды. В изучении этой сложной проблемы мы опирались на доступные нам методы изотопных исследований стронция и неодима. В идейном плане возможности этих методов для понимания особенностей древнего фосфатонакопления были рассмотрены и реализованы в работах Х. Шоу, Д. Вассербурга [41] и Л. Дерри, С. Джекобсена [34]. Главный вопрос, который в принципе позволяют решить изотопные методы, — определение источников фосфора в водоеме фосфатонакопления в рамках понятий «континентальная — океаническая кора». Вопрос этот был решен в указанных выше работах в пользу выноса фосфора в морские водоемы благодаря размыву главным образом пород континентальной коры. Наше обращение к этой проблеме было продиктовано доступностью каменного материала по двум крупнейшим фосфатонесным провинциям мира — Каратау и Монголии, который позволил дополнить и уточнить уже известные в литературе данные. Изучение эволюции параметров круговорота фосфора во времени может пролить свет на понимание эволюции биосферы и крупных событий в геологии.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ФОСФОРА, ИЗОТОПОВ Sr и Nd

Фосфор относится к числу циклических элементов. Он находится в постоянном круговороте в системе материк — океан. Активная роль в его круговороте принадлежит биосфере. Фосфор является одним из необходимых компонентов жизнедеятельности, и не исключено, что именно количество доступного фосфора сдерживает развитие общей биомассы на планете. Среднее содержание фосфора в морской воде ~ 0,07 мг/л, но распределен он в морских и океанических водах неравномерно. Первой пищевой цепью, в которой фосфор потребляется непосредственно из морской воды, является фитопланктон. Поэтому в низких широтах, где жизнедеятельность фитопланктона не подвержена климатическим

изменениям, содержание фосфора в поверхностном слое воды обычно исчезающе мало. В высоких широтах в зависимости от времени года оно колеблется в пределах 10^{-3} — 10^{-8} мг/л. В глубинных водах, где деятельность фитопланктона невозможна, фосфор накапливается в растворе до максимальных концентраций ($\sim 0,3$ мг/л) [9, 24].

Общее количество фосфора, растворенного в воде Мирового океана, — $\sim 1 \cdot 10^{11}$ т. С континентальным стоком выносится примерно $1 \cdot 10^6$ т/год. В результате время пребывания фосфора в океаническом резервуаре оценивается в $5 \cdot 10^4$ лет [9]. Столь быстрый обмен означает, что в природе действует активный механизм выведения фосфора из океанического резервуара. Наиболее очевидным кажется механизм биогенного извлечения фосфора и частичного захоронения его в осадках, хотя предполагается возможность его прямой химической садки из морской воды [16].

В результате первичных, главным образом биогенных скоплений фосфора и их вторичных диа- и катагенетических преобразований сформировались промышленные месторождения фосфатных руд. Общее количество запасов фосфатных руд оценивается в $3 \cdot 10^{11}$ т P_2O_5 или около $1 \cdot 10^{11}$ т фосфора [18]. Распределение этих руд во времени и пространстве неоднородно. Наиболее важные эпохи фосфатонакопления относятся к венд-кембрийскому, пермскому и мел-палеогеновому времени [5, 18, 31, 32]. На венд-кембрийское время приходится более 15% выявленных мировых запасов фосфоритов, а на позднемеловое — раннепалеогеновое — до 59% [32]. Естественно, что количество фосфора в осадочных породах на многие порядки (примерно в 1 000 000 раз) превосходит его количество в промышленных и перспективных месторождениях, хотя и в этом случае сохраняются те же эпохи преимущественного накопления фосфора [32].

Для ряда эпох фосфатонакопления характерны поистине грандиозные масштабы, когда в течение относительно коротких промежутков времени и на сравнительно небольших пространствах накапливаются огромные массы фосфатов. Так, количество фосфатов в венд-нижнекембрийских рудах, которые накопились примерно за 20—25 млн. лет [5], оценивается в $7 \cdot 10^{10}$ т P_2O_5 , при среднем содержании P_2O_5 более 4% [17]. Иногда в единичных месторождениях количество фосфора превышает его общее содержание в современном Мировом океане. Это обстоятельство, естественно, затрудняет понимание механизмов концентрирования фосфора в подобных масштабах. Поэтому кроме собственно океанического резервуара фосфора для объяснения условий формирования крупных залежей фосфатных руд привлекаются дополнительные его источники, поддерживающие концентрацию этого элемента в эпиконтинентальных бассейнах фосфатонакопления. В качестве таких дополнительных источников могут выступать континентальный сток [27] и разгрузка гидротермальных растворов [29, 30]. И в том, и в другом случаях следует полагать, очевидно, что речь идет о выносе необычно больших количеств фосфора, которые извлекаются при разрушении пород, исходно обогащенных этим элементом. Известно, что фосфор довольно равномерно распределен по типам пород. Наиболее высокие его содержания отмечены в щелочных породах. Однако их общая распространенность на земном шаре столь ограничена, что вряд ли в глобальном масштабе они могут играть сколь-нибудь существенную роль в питании фосфором Мирового океана. Из распространенных пород наибольшие содержания фосфора фиксируются в породах основного состава — базальтах, габбро, т. е. в породах, типичных для океанической коры. В гранитоидах, равно как и в осадочных глинистых породах, его содержание лишь вдвое ниже, чем в базальтах. Столь малые различия в кларковых содержаниях фосфора в разных типах пород не могут оказать решающего влияния на его баланс в океанических или морских бассейнах. Кроме того, очень малое время пребывания фосфора в океаническом резервуаре относительно времени накопления руд, казалось бы, снимает вопрос о дополнительных поступлениях фосфора в бассейны рудообразования. Быстро возобновляемых его запасов в

океанической воде вполне достаточно для объяснения любых известных количеств фосфатов в осадочных породах [2].

Тем не менее вопрос об источниках фосфора в бассейнах фосфатонакопления и в фосфатных рудах продолжает интересовать исследователей. К его решению можно подойти косвенным путем, опираясь на данные по изотопному составу стронция и неодима. При своем осаждении непосредственно из воды или на стадии диагенетического преобразования осадков фосфатное вещество захватывает ряд элементов, и прежде всего элементы второй группы периодической системы и редкоземельные. Из них стронций и неодим фиксируют в своем изотопном составе некоторые особенности их круговорота и источники поступления в океаническую и морскую воду. Поэтому по изотопному составу стронция и неодима в морской воде соответствующего времени можно судить о роли двух принципиально различных их источников — пород континентальной и океанической коры.

Поскольку в русскоязычной литературе этим вопросам посвящено сравнительно мало публикаций, рассмотрим несколько подробнее принципиальные возможности изотопных исследований стронция и неодима в рамках рассматриваемой проблемы.

Стронций состоит из четырех изотопов — ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , ^{88}Sr . Три из них имеют постоянные соотношения со времени образования Земли. На современном уровне измерительной техники можно утверждать, что в природных условиях стронций не подвержен изотопному фракционированию. Содержание четвертого изотопа — ^{87}Sr нарастает во времени за счет радиогенной добавки, возникающей при радиоактивном распаде изотопа рубидия ^{87}Rb . Соответственно количеству ^{87}Sr на Земле определяется его начальным количеством и той радиогенной добавкой, которая пропорциональна количеству ^{87}Rb и времени существования планеты. Его содержание принято выражать через изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Известно, что в начальный момент образования планеты оно составляло 0,699. В настоящее время это соотношение различно для разных типов пород и их геологической истории. Так, в неизмененных базальтах океанического дна оно близко к величине 0,703, а в древних породах кислого состава с более высокими величинами Rb/Sr это значение много выше.

В воде современных океанов изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,7091. Время пребывания стронция в океаническом резервуаре составляет $\sim 10^6$ лет, что на три порядка превышает время перемешивания воды в объеме Мирового океана. Поэтому изотопный состав стронция усреднен по всему объему современных океанов и морей и отражает баланс поступления стронция из двух принципиально различных по составу пород источников. Один из них — это материковый сток, где стронций является продуктом размыва различных пород континентальной коры. В зависимости от того, какие комплексы пород дренируются реками, выносимый ими стронций имеет различный изотопный состав, лежащий в пределах примерно от 0,7045 до 0,95. Нижние из этих значений характерны для районов развития вулканических пород, верхние — для древних щитов. По последним оценкам средневзвешенное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ глобального речного стока составляет 0,7119 при среднем содержании стронция 0,062 мг/г [35, 38, 43]. До 75% стронция речного стока приходится на стронций осадочных карбонатов.

Другим источником стронция в водах Мирового океана являются породы океанической коры, продукты их гальмиролиза и гидротермальной переработки. Средний изотопный состав стронция в породах океанической коры близок к значению 0,703. На его долю в питании океанической воды в настоящее время приходится около 25%.

Составить представление об изотопном составе стронция в водах древних морей можно при изучении осадочных пород, которые концентрируют стронций. В первую очередь это относится к карбонатам и фосфатам. Значение Rb/Sr в них обычно небольшое, и, следовательно, рост изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах за время их существования также обычно очень невелик. Это обстоятельство существенно уменьшает возможные ошибки поправки на возраст

и расчеты первичных изотопных отношений стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. Последние делают по уравнению

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda T} - 1) \cong (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \cdot \lambda T,$$

где ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ — изотопное отношение стронция в породе в момент осадкообразования или в морской воде, в равновесии с которой возникал осадок; ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — соотношения, измеряемые в породе в настоящее время; $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ 1/год — постоянная распада ^{87}Rb ; T — возраст породы в годах.

Подобные расчеты предполагают, что соотношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породе за время ее существования менялись только за счет радиоактивного распада, т. е. что порода вела себя по отношению к этим элементам как закрытая система. В действительности так бывает не всегда. Часто в ходе постседиментационных (эпигенетических) преобразований пород Rb-Sr-система в них нарушается. В частности, карбонаты легко обмениваются стронцием с растворами. Поэтому, если в разрезе присутствуют обломочные породы с высокими значениями Rb/Sr и, следовательно, с более высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в карбонатах, последние могут заразиться радиогенным стронцием. Это необходимо иметь в виду при интерпретации результатов измерений.

Опираясь на данные по изотопному составу стронция в карбонатных породах, были построены кривые эволюции изотопного состава стронция океанической воды во времени [42, 43]. В идеале следовало бы ожидать постепенное уменьшение изотопного отношения стронция в океанах в глубь времен. В действительности, однако, получена сложная кривая, которая отражает на фоне общего возрастания на Земле количества ^{87}Sr во времени изменения в пропорциях поступления стронция в океан за счет пород континентальной или океанической коры. Тем не менее можно утверждать, что на протяжении всей геологической истории в питании океанов преобладал материал континентальной коры.

Неодим состоит из семи изотопов. Из них только количество изотопа ^{143}Nd изменяется во времени в результате радиоактивного распада ^{147}Sm , что принято выражать через изменения изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, причем обычно пользуются не абсолютными значениями этого отношения, а относительными единицами отклонения (ϵNd) измеряемого отношения от некоторого, принятого за стандартное. В качестве стандартного используется значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ в так называемом едином хондритовом резервуаре — CHUR [33, 43]¹. Считается, что именно такое изотопное отношение неодима свойственно в настоящее время веществу недеплетированной мантии. Тогда сегодняшнее значение $\epsilon\text{Nd}(\text{O})$ составит

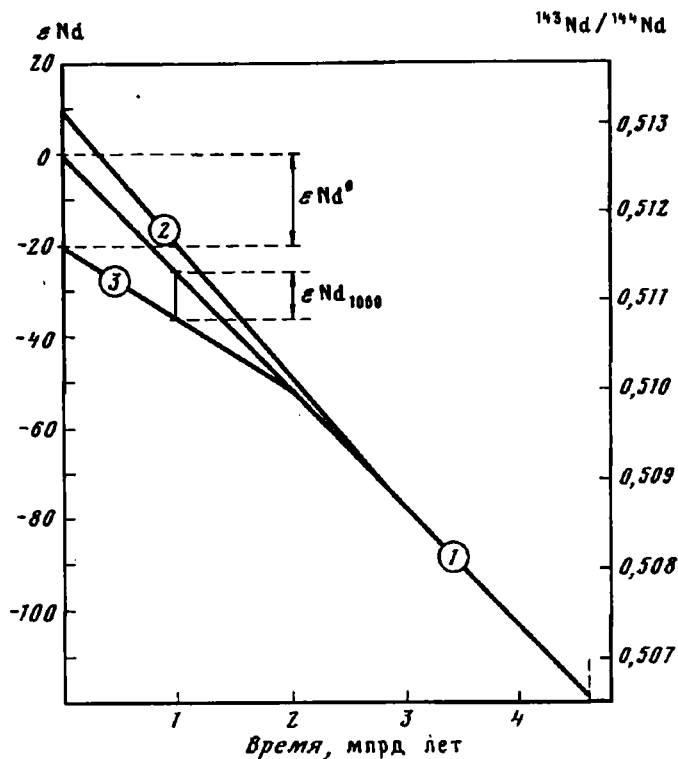
$$\epsilon\text{Nd}(\text{O}) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{оп}}/0,512638 - 1] \cdot 10^4.$$

На время T лет назад изотопное отношение неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₀ и в образце, и в CHUR может быть рассчитано, если известно значение в нем Sm/Nd:

$$\begin{aligned} (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T &= (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda T} - 1) \cong \\ &\cong (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - ^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \cdot \lambda T. \end{aligned}$$

здесь $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ 1/год — постоянная радиоактивного распада ^{147}Sm , T — время в годах.

¹ Авторы этой идеологии [33, 44] принимали значение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,511836$. В настоящее время большинство исследователей, вслед за [37, 40], принимают его равным 0,512638. Различие связано с чисто методическими особенностями измерений, которые в равной степени влияют и на величину измеряемого изменения отношения в образце. Поэтому рассчитанные ϵNd по обоим шкалам оказываются одинаковыми.



Фиг. 1. Схема эволюции изотопных отношений неодаима во времени в различных системах 1 — единый хондритовый резервуар (CHUR); 2 — породы океанической коры, деплетированной мантии (DM); 3 — усредненной континентальной коры. Точки пересечения линий 2 и 3 с линией CHUR отвечают времени отделения вещества коры от недеплетированной мантии. Вертикальными отрезками показаны значения ϵNd_0 (-20) и ϵNd_T (-10) для времени $T = 1000$ млн. лет и условного вещества континентальной коры

Для CHUR значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принимается равным 0,1967. Опираясь на него, можно построить график изменения изотопного состава неодаима во времени — линию развития изотопного состава неодаима в породах недеплетированной мантии (фиг. 1). Считается, что основной процесс разделения самария и неодаима связан с дифференциацией исходного вещества Земли. Каков бы ни был механизм этой дифференциации, в ходе ее рстит (деплетированная мантия) обогащается самарием, а кислые дифференциаты обедняются им. Поэтому породы океанической коры (базальты) имеют высокие значения Sm/Nd и, как следствие этого, высокие величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. В породах континентальной коры оба отношения ниже. Это открывает принципиальную возможность выяснять, происходит ли неодаим в интересующем нас проявлении из пород основного состава (океанической коры) или из кислых пород континентальной коры.

Возможен даже расчёт возраста этой континентальной коры, т. е. времени отделения сиалического вещества от CHUR. Он основан на изложенных выше представлениях о главной причине разделения Sm и Nd в ходе первичной дифференциации исходного вещества Земли и называется *модельным возрастом*. Один из таких условных примеров показан на фиг. 1. При принятом значении $\epsilon Nd(0)$ для некоего блока континентальной коры и среднего для континентальных пород значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,119$ [36] построена линия развития изотопного состава неодаима. Ее пересечение с линией развития CHUR отвечает, в рамках модели, времени отделения вещества данного блока континентальной коры от CHUR.

В современном океане содержание неодима ничтожно мало и составляет ~ 3 мкг/г. С учетом речного стока время пребывания Nd тоже крайне мало и оценивается всего десятками или сотнями лет [39, 41]. В результате столь краткой жизни неодима в растворенном состоянии его изотопный состав не уравновешен по объему Мирового океана, и каждый из океанов характеризуется своим изотопным составом неодима и в растворе, и в составе осадков — карбонатов, фосфатов, Fe = Mn скоплений. Значения ϵ_{Nd} составляют в водах Атлантики — -15 ± -8 , Индийского океана — -10 ± -7 , Тихого — $-3; -1$. Эти данные с соответствующими ссылками суммированы в работе [41]. При оценке среднего значения ϵ_{Nd} речного стока — $-8, 4$, поступление Nd за счет изменяющихся пород океанического дна оценивается всего в 4% от его поступления с речным стоком [35]. Очевидно, что различия в изотопном составе неодима в океанических водах связано с характером дренируемых пород. Важно отметить, что в современных океанах основным источником поступления неодима во всех случаях оказываются породы континентальной коры.

В осадочных породах важнейшими концентраторами неодима являются фосфаты. Изучение изотопного состава неодима древних фосфоритов открывает принципиальную возможность оценить характер пород питающих провинций в бассейнах фосфатонакопления и установить возможные источники фосфора в рудных скоплениях. Х. Шоу и Дж. Вассербург [41] показали, что никаких драматических коллизий в условиях питания Мирового океана в течение фанерозоя не происходило. Древние венд-нижнекембрийские фосфаты содержат неодим с принципиально таким же изотопным составом, как и фосфаты современных океанов. Ниже этот вывод подтверждается на материале двух крупнейших фосфатоносных провинций мира — Каратау и Северо-Западной Монголии.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Каратау. Один из крупнейших в мире Каратаусский фосфоритоносный бассейн располагается в пределах хр. Малый Каратау. В структурном отношении хребет представляет собой крупный антиклинорий северо-западного простирания. Самые древние породы, которые обнажаются на территории хребта, относятся предположительно к нижнему — среднему рифею. Докембрийская часть разреза представлена различными слюдястыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, граувакковыми песчаниками и карбонатно-терригенными породами. Фосфоритоносная свита верхневендского — нижнекембрийского возраста имеет мощность ~ 100 м и разделяется на пять горизонтов: нижних доломитов, кремнистый, фосфоритовый, железомарганцевый и верхних доломитов. Сверху он перекрывается мощной толщей карбонатных пород [7, 8, 11, 25, 26].

Собственно фосфатные руды представлены чистыми фосфатами или кремнисто-карбонатными фосфоритами. Мощность рудных пластов колеблется в больших пределах, достигая иногда 10—15 м.

Использованный в настоящей работе материал был отобран из рудных горизонтов четырех месторождений: Джилан, Джанатас, Кистас и Аралтубе.

Монголия. На территории Монголии выявлены два фосфоритоносных бассейна — Хубсугульский и Дзавханский, которые обычно относятся к единому венд-нижнекембрийскому палеобассейну Дзавхано-Хубсугульской структурно-фациальной зоны [1, 12, 13, 15, 22].

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн располагается в центральной части Северо-Западной Монгольской складчатой системы и протягивается в меридиональном направлении почти на 300 км. В структурно-тектоническом плане он представляет собой крупный дорифейский прогиб, с позднерифейского времени характеризуется как внутриконтинентальный рифт, а в венде — кембрии включается в область континентального шельфа [13—15].

Бассейн сложен верхнерифейскими — кембрийскими породами. Нижняя часть комплекса вулканогенно-терригенная, верхняя — преимущественно карбонатная.

Фосфатные горизонты располагаются в нижней части этой карбонатной серии. В ее пределах зафиксированы 11 месторождений и более 30 рудопоявлений. Фосфоритовые пласты залегают в литологически различных породах: конгломератах, углеродистых известняках, доломитах, кремнистых сланцах. С востока и запада бассейн ограничивается выступами дорифейских метаморфических пород, представленных кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами. На юге он примыкает к структурной зоне, для которой характерны породы офиолитовой ассоциации — от гипербазитов до габбро, базальтовых лав, дифференцированных серий вулканитов. Сильно измененные вулканогенные породы встречаются в разрезах, подстилающих фосфатоносную серию, в южной части бассейна.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн охарактеризован нами по двум месторождениям: Хубсугульскому, расположенному в северной части бассейна, и Буренханскому — в южной.

Дзабханский фосфоритоносный бассейн находится на западе Монголии и охватывает юго-западное окончание Хангайского нагорья и бассейн р. Дзабхан. В геологическом строении территории принимают участие породы докембрийского-нижнекембрийского возраста [4]. Наиболее древние отложения кристаллического фундамента [10] представлены различными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами и графитсодержащими мраморами.

Отложения верхнего докембрия — нижнего кембрия в пределах Дзабханской структурно-фациальной зоны образуют, как правило, единый разрез и расчленяются на три свиты [1, 3, 4, 20, 21].

Нижняя из них (Дзабханская), мощностью до 2000 м, состоит преимущественно из кислых эффузивов. С вулканитами пространственно и структурно связаны ассоциации гипербазитов и габброидов, которые выделяются в самостоятельный дзабханский гипербазитовый комплекс [6]. Гипербазиты образуют небольшие линейно вытянутые, пластообразные и линзовидные тела.

Средняя, цаганоломская, свита залегает с разрывом на породах дзабханской свиты. Она представлена главным образом известняками и доломитами с подчиненным количеством терригенных пород. Последние обычно приурочены к нижней части разреза.

По комплексу окаменелых остатков организмов нижняя часть свиты относится к верхнему венду, а верхняя — к низам кембрия. Она согласно перекрывается преимущественно терригенными отложениями баянгольской свиты мощностью ~ 1000 м.

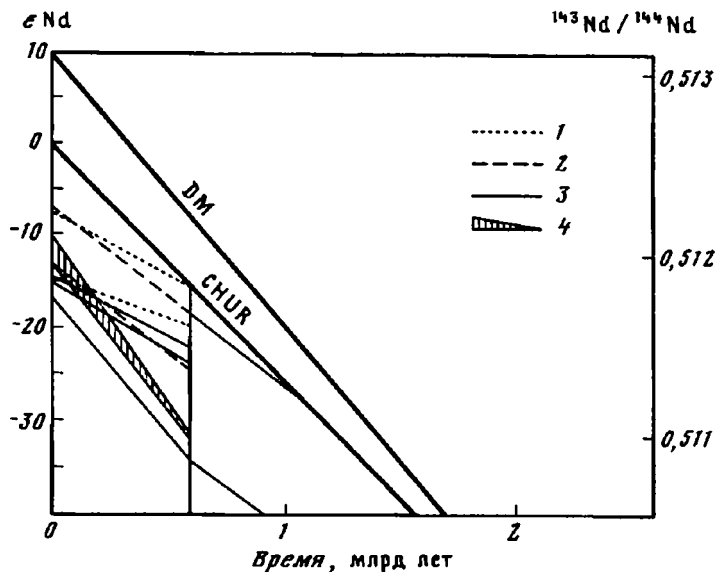
Фосфатные горизонты располагаются в верхней части цаганоломской свиты. Мощность их здесь незначительна и колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Дзабханский фосфоритоносный бассейн охарактеризован нами по образцам кремнистых фосфатов из разрезов хребтов Хевте-Нуру и Тайшир.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В таблице сведены аналитические данные по Rb-Sr и Sm-Nd системам в изученных фосфоритах. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в фосфатах всех месторождений лежат в пределах 0,7075—0,7099; эти значения вполне отвечают возможному изотопному составу стронция в морской воде того времени, хотя разброс данных довольно велик. Он может быть как следствием вторичных нарушений стронциевой системы в фосфоритах, так и неопределенности в возрастной привязке этапов фосфатонакопления. Хорошим контролем степени изменений карбонатных пород служат данные по изотопному составу кислорода и углерода карбонатов. Ни в одном случае в карбонатах вмещающих пород не обнаружены признаки их серьезных вторичных изменений [19]. Это обстоятельство дает основания думать, что изотопный состав стронция фосфатных горизонтов тоже скорее всего близок составу стронция морской воды времени седиментации.

Рубидий-стронциевые и самарий-неодимовые данные по фосфоритам Каратау и Монголии

Номер образца	Месторож- дение	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\%$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$ $\pm 0,00005$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ $T = 600$ млн лет	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 0,000003$	ϵNd_0 $\pm 0,6$	ϵNd_T $T = 600$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 0,2\%$
К а р а т а у												
3812	Джилан	—	—	—	0,70888	—	27,01	10,24	0,51180	-16,0	-18,8	0,2292
3275	Аралтубе	13,1	5427	0,0069	0,70921	0,70916	77,30	13,92	0,51191	-14,1	-7,5	0,1090
3276	Джанатас	0,34	843,9	0,0025	0,70934	0,70932	109,7	20,13	0,51188	-14,7	-8,2	0,1110
3278	Кистас	4,82	15283	0,0009	0,70907	0,70907	64,50	11,50	0,51188	-14,7	-8,2	0,1104
М о н г о л и я												
3574	Хубсугул	0,15	351,7	0,0015	0,70860	0,70859	65,72	30,78	0,51209	-10,7	-17,3	0,2831
3815	»	—	—	—	0,70828	—	98,17	47,44	0,51215	-9,5	-16,8	0,2921
3816	»	—	—	—	0,70819	—	66,94	31,06	0,51209	-10,7	-17,1	0,2804
3817	»	—	—	—	0,70843	—	28,09	11,87	0,51197	-13,0	-17,5	0,2555
3819	Буренхан	0,26	708,0	0,0010	0,70762	0,70762	5,55	0,50	0,51187	-14,9	-5,0	0,0664
3576	»	—	—	—	0,70750	—	6,79	1,63	0,51226	-7,3	-3,0	0,1453
3813	Тайшир	0,40	587,1	0,0020	0,70993	0,70992	6,19	1,69	0,51233	-6,0	-3,5	0,1652
3814	Хефте-Цахир	1,61	2086	0,0020	0,70919	0,70918	4,62	1,26	0,51205	-11,5	-9,1	0,1653



Фиг. 2. Эволюция изотопного состава неодима во времени в фосфатах Монголии и Каратау. Наклон линий эволюции до времени 600 млн. лет определяется фактическими измеренными значениями Sm/Nd. За пределами этого времени наклон линий отвечает среднему Sm—Nd отношению для пород континентальной коры [14]. Экстраполяция этих линий до пересечения с линией развития CHUR определяет модельный возраст сиалической коры питающих провинций. 1—4 — месторождения: 1 — Буренхан; 2 — Дзобханской зоны; 3 — Каратау; 4 — Хубсугул

На временной отрезок низов палеозоя — верхов протерозоя приходятся довольно сильные вариации изотопных отношений стронция в морской воде, лежащие примерно в интервале 0,7075—0,7095 [34, 36; 41, 42]. Поэтому даже относительно небольшие смещения времени фосфатообразования могли привести к существенным сдвигам изотопного состава, зафиксированного в фосфатах стронция. Эти вариации отражают, по-видимому, условия питания седиментационных бассейнов. В любом случае, однако, они свидетельствуют о преобладающем питании их за счет стронция пород континентальной коры. Доля поступления стронция из базальтов и других пород океанической коры с гидротермами или с материковым стоком оставалась столь же незначительной, как и в течение всего фанерозойского времени.

Более чувствительная к временным изменениям самарий-неодимовая система позволяет увидеть некоторые дополнительные детали. Фактические данные, приведенные в таблице, представлены также на графике (фиг. 2). Видно, что практически все значения ϵNd_T^{600} лежат ниже линии развития самарий-неодимовой системы в едином хондритовом резервуаре (CHUR). Значения ϵNd_0 находятся в пределах $(-5) \div (-15)$, что полностью согласуется с данными по другим районам мира [34, 41]. Это говорит о преобладающем питании бассейнов фосфатонакопления за счет пород континентальной коры. Условия питания, однако, были различны и для разных месторождений, и даже для различных участков отдельных месторождений, что свидетельствует, очевидно, об относительной изолированности бассейнов фосфатонакопления друг от друга и от открытого океана [27, 28]. Последнее обстоятельство заставляет отказаться от идеи апвеллинга как единственного механизма поставки фосфора в бассейнах седиментации. Только крупнейшее в Монголии Хубсугульское месторождение образовалось, видимо, в едином крупном бассейне открытого типа.

С помощью приема, предложенного Х. Шоу и Д. Вассербургом [41], на фиг. 2 проведены две линии с наклоном, отвечающим среднему для континентальной коры отношению Sm/Nd. Пересечение этих граничных по разбросу значений

ϵNd_t линий с линией эволюции изотопного отношения неодима в едином кондитовом резервуаре дает интервал возрастов 1—3 млрд. лет. Это означает, что питание бассейнов фосфатонакопления происходило за счет пород древней континентальной коры. Поступление материала в бассейн из пород океанической коры было несущественным, хотя иногда оно вполне ощутимо. Примером может быть месторождение Буренхан, где доля материала, извлеченного из пород океанической коры, максимальна и даже преобладает по сравнению с другими изученными объектами. Это находит свое объяснение в геологическом положении месторождения, где в разрезе фиксируется присутствие вулканогенных пород андезит-базальтового состава. Возможно, сопровождающие донные излияния гидротермальные проявления обусловили дополнительные поступления фосфора в бассейн седиментации.

Широкий разброс значений ϵNd_t в фосфоритах Дзавханского бассейна также показывает, что в его питании участвовали продукты разрушения вулканогенных пород основного состава.

Самые низкие значения ϵNd_t отмечаются в фосфоритах месторождения Джилян (Каратау) и Хубсугульского (Монголия). Очевидно, что питание водоемов, в которых формировались эти месторождения, происходило за счет наиболее древних пород континентальной коры.

Таким образом, в изотопном составе стронция и неодима не видно никаких особенностей, которые отличали бы венд-кембрийские фосфориты от более молодых, фанерозойских. Это означает, что во всех случаях рудные его скопления в осадочных породах связаны с глобальным круговоротом фосфора в системе материк — океан, и главным его поставщиком в океанические (морские) бассейны был и остается до настоящего времени речной сток. В течение всего фанерозоя с речным стоком выносился материал пород древних континентальных блоков.

Известно, что основная роль в концентрировании фосфора из морской воды принадлежит деятельности организмов. Это было продемонстрировано в том числе и для венд-кембрийских фосфоритов [23, 28]. Естественно, что организмы только потребляют и накапливают фосфор, механизм же доставки его к местам накопления связан с другими процессами. Наиболее очевидным, но, видимо, не единственным является процесс апвеллинга. Для изученных случаев (месторождений Каратау и Монголии), как уже указывалось, изотопные данные трудно согласовать с действием только этого механизма. Возражения против апвеллинговых течений при формировании вендкембрийских фосфоритов основывались также на анализе геологической ситуации — мелководности и относительной изолированности бассейнов [27, 28]. Тем не менее предложенные в работе [27] альтернативные объяснения не согласуются с полученными нами изотопными данными. Все механизмы транспортировки фосфора к местам фосфатонакопления так или иначе должны быть связаны с существованием его в растворенном состоянии в морской воде (растворению подвергался фосфор из пород континентальной коры). Доля мантийных поставок фосфора в общей массе фосфатных руд не играет сколько-нибудь существенной роли.

ВЫВОДЫ

1. В питании венд-кембрийских бассейнов фосфатонакопления не было никаких особенностей, которые отличали бы эти бассейны от более молодых, вплоть до современных.

2. Основным источником фосфора в водах бассейнов фосфатонакопления были породы континентальной коры, причем преимущественно древней коры с возрастом 1—3 млрд. лет. Отсутствуют признаки, которые указывали бы на преобладание в питающих провинциях пород океанической коры основного — ультраосновного состава или обогащенных фосфором пород щелочного состава.

3. Отмечаются различия в изотопном составе неодима между месторождениями и даже в пределах отдельных месторождений. Они свидетельствуют либо о смене

режимов питания бассейнов за время фосфатонакопления, либо об относительной изолированности бассейнов или их участков друг от друга и от открытого океана.

4. Главный механизм фосфатонакопления связан с круговоротом фосфора в системе материк — океан, и этот круговорот и условия накопления фосфатов оставались принципиально сходными в течение по крайней мере всего венд-фанерозойского времени.

5. По-видимому, биосфера приспосабливается к этому глобальному круговороту, активно участвуя в нем, но не нарушая основных потоков фосфора в ходе своей эволюции.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 17331.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии//Материалы по геологии МНР. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 15—28.
2. Батурын Г. Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Недра, 1978. 231 с.
3. Беззубцев В. Н. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан//Материалы по геологии МНР. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 29—42.
4. Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии//Тр. совместн. Советско-монгольской экспедиции. 1980. Вып. 26. 190 с.
5. Вейдерма М. А., Пуура В. А. Месторождения фосфоритов//Итоги науки и техники. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 6. М.: ВИНТИ, 1988. 147 с.
6. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М.: Недра, 1973. 752 с.
7. Геология СССР. Т. X. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 536 с.
8. Геология СССР. Т. X. Кн. 2. М.: Недра, 1971. 288 с.
9. Гулбрандин Р. А., Робертсон Ч. Е. Неорганический фосфор в морской воде//Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. С. 141—164.
10. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии//Тр. совместн. Советско-Монгольской экспедиции. 1980. Вып. 31. 196 с.
11. Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
12. Зайцев Н. С., Боровская И. С., Доргинамжаа Д. и др. О Дзабханской зоне фосфоритонакопления (МНР) и полингенном источнике фосфора//Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 5. С. 1187—1191.
13. Ильин А. В. К палеогеографии Хубсугульского фосфоритоносного бассейна//Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 87—92.
14. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
15. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
16. Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л.: Химтеоретиздат, 1937. 180 с.
17. Кук П. Седиментологические и геохимические аспекты кембрийского фосфатогенеза (предварительные соображения)//Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Сб-к научн. трудов АН СССР. Сибирское отделение. Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1982. С. 7—9.
18. Кук П., Макелхинни М. Переоценка пространственного и временного распределения месторождения фосфоритов в свете тектоники плит//Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир, 1983. С. 7—34.
19. Кулешов В. Н., Зайцев Н. С., Осокин П. В. и др. Происхождение карбонатного вещества в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна МНР (по данным изотопного состава углерода и серы)//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 79—88.
20. Маркова Н. П. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии//Тр. ГИН. 1975. Вып. 12. 119 с.
21. Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А. К вопросу о вендкембрийских отложениях Юго-Западной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. XLVII. № 1. С. 57—70.

22. Осокин П. В. Геологические особенности фосфоритовых месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна МНР//Тез. докл. II Всесоюз. конф. «Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых». Казань, 1986. С. 105—106.
23. Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 67—82.
24. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
25. Фосфориты Каратау//Тр. ГИГХС. Вып. 13. 1969. 298 с.
26. Фосфориты Каратау//Тр. ГИГХС. Вып. 71. 1987. 181 с.
27. Холодов В. Н. Проблемы генезиса палеозойских пластовых фосфоритов//Геологические проблемы фосфоритообразования. М.: Наука, 1987. С. 24—40.
28. Холодов В. Н., Пауль Р. К. Проблемы генезиса древних фосфоритов//Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 110—125.
29. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Избр. тр. Т. III. М.: Наука, 1965. С. 52—137.
30. Яншин А. Л. Эволюция геологических процессов и фосфоритов пограничных слоев докембрия — кембрия//Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1982. С. 13—14.
31. Яншин А. Л., Жарков М. А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1986. 190 с.
32. Яншин А. Л., Жарков М. А. Эпохи и эволюция фосфатонакопления в геологической истории//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 7—19.
33. DePaolo D. J., Wasserburg G. J. Nd isotopic variations and petrogenetic models//Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3. P. 249—252.
34. Derry L., Jacobsen S. The Nd and Sr isotopic evolution of proterozoic seawater//Geophys. Res. Lett. 1988. V. 15. P. 397—400.
35. Goldstein S. J., Jacobsen S. B. The Nd and Sr isotopic systematic of river water dissolved material: implication for the sources of Nd and Sr in seawater//Chem. Geol. 1987. V. 66. P. 245—272.
36. McCollum M. T., Wasserburg G. J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation//Science. 1978. V. 200. N 4345. P. 1003—1011.
37. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts//Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 34. P. 13—22.
38. Palmer M. R., Edmont J. H. The strontium isotope budget of the modern ocean//Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 92. P. 11—26.
39. Piegras D. J., Wasserburg G. J., Dasch E. J. The isotopic composition of Nd in different oceans masses//Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 223—236.
40. Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a nature tracer an application to oceanic basalts Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 47. P. 269—279.
41. Show H. F., Wasserburg G. J. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 503—518.
42. Veizer J., Compston W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in precambrian carbonates as an index of crustal evolution//Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40. P. 905—914.
43. Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time//Ann. Rev. Planet. Sci. 1989. V. 17. P. 141—167.
44. Wasserburg G. J., Jacobsen S. B., DePaolo D. J. et al. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions//Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 2311—2323.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
8.XII.1993

© 1994 Холодов В. Н.

О ЧЕМ СВИДЕТЕЛЬСТВУЕТ ИЗУЧЕНИЕ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В ДРЕВНИХ ФОСФОРИТАХ?

В статье рассматривается проблема формирования изотопных соотношений Sr и TR в древних фосфоритах. Доказывается, что эти химические элементы, а равным образом и их изотопы, извлекаются из морских и иловых вод после выпадения в осадок фосфатов; таким образом их соотношения не отражают петрографический состав питающих провинций, а соответствуют средним содержаниям этих элементов в морских и иловых водах, продуцирующих фосфаты водоемов.

Выше на страницах журнала «Литология и полезные ископаемые» опубликована статья В. И. Виноградова с соавторами «Изотопный состав неодима и стронция в фосфоритах Монголии и Каратау как показатель среды фосфатонакопления в венд-кембрийское время», которая затрагивает принципиальные вопросы изотопных исследований в фосфатной геологии и несомненно заслуживает самого широкого обсуждения.

Важнейший вывод, к которому приходят соавторы, сформулирован следующим образом: «основным источником фосфора в водах бассейнов фосфатонакопления были породы континентальной коры, причем преимущественно древней коры с возрастом 1—3 млрд. лет. Отсутствуют признаки, которые указывали бы на преобладание в питающих провинциях пород океанической коры основного-ультрасоснового состава или обогащенных фосфором пород щелочного состава ([10, с. 16]; разрядка моя.— В. Х.).

Основанием для этого заключения послужили изотопическое исследование фосфоритов Каратау (четыре образца) и Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (восемь проб), в которых был определен изотопный состав Sr и Nd, а также работы идейных предшественников — Х. Шоу и Д. Вассербурга [37], Л. Дерри и С. Джекобсена [32], содержащие аналогичные первые попытки применения изотопных методов к решению проблем фосфоритообразования.

Следует подчеркнуть, что вывод, сделанный В. И. Виноградовым с соавторами, принадлежит к числу крупных геохимических парадоксов.

Действительно, средние содержания фосфора в породах, слагающих континентальную кору, очень сильно уступают средним содержаниям этого элемента в породах, представляющих мантию; в табл. 1, составленной по данным А. А. Беуса [2], показано, что для кларковых количеств расхождения в цифрах достаточно велики.

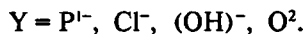
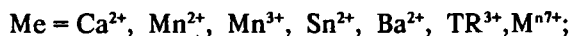
Кроме того, если учесть, что с основными магматическими породами типа габбро связаны многочисленные скопления апатит-титаномagnetитовых руд, а щелочные основные породы заключают в себе даже крупные апатитовые месторождения, то становится непонятной их ничтожная роль в питающих провинциях предтаммоцкого времени. К тому же проведенный нами анализ, опирающийся на данные абсолютной геохронологии, показал, что базит-гипербазитовые интрузии позднеархейского, свекофенского, эльсонского и гренвилльского возраста играли весьма существенную роль в составе размывающейся суши верхнекембрийской эпохи [26].

Средние содержания фосфора в магматических, метаморфических и осадочных породах

Континентальная кора	P, %	Океаническая кора	P, %
Граниты	0,06—0,08	Базальты континента	0,066—0,18
Гранодиориты	0,11—0,13	Базальты океана	0,14
Кварцевые диориты	0,07—0,10	Габбро	0,14
Кислые эффузивы	0,05	Кимберлиты	0,25—0,33
Глины и глинистые сланцы	0,07	Перидотиты, пироксены	0,048—0,06
Пески, песчаники	0,04	Сиениты, трахиты	0,09—0,12
Карбонатные породы	0,05		
Гнейсы	0,084		
Кристаллические сланцы	0,06		

Ларчик открывается довольно просто, если представить себе минералого-геохимические особенности поведения фосфора и связанных с ним элементов-примесей в магматическом и осадочном циклах.

В магматических и метаморфических породах главным носителем фосфора является апатит. По кристаллохимическим особенностям, а также благодаря широкому диапазону условий образования апатит представляет собой минерал, в котором широко развиты различные изоморфные замещения [28]. Так, если формулу этого минерала записать как $Me_{10}X_6O_{24}Y_2$, то в нем будут распространены следующие химические элементы:



Иначе говоря, в апатите проявляется как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм; вероятно, именно это обстоятельство сказывается на многообразии признаков этого минерала и сильно затрудняет его диагностику.

Стронций в природных апатитах распределен крайне неравномерно; его содержание колеблется от сотых долей до 11,42 и даже 23,66% [8]. В апатитах из кислых и основных магматических пород количество стронция невелико, но оно существенно увеличивается в апатите щелочных пород; в последнем случае Ca^{2+} одновременно замещается стронцием и редкими землями. Так, в апатите Кольского полуострова обнаружено $SrO \sim 23\%$ и редких земель до 4,9% [13]. Иногда содержание стронция в минерале так повышается, что образуются стронциевые аналоги апатита — беловит, стронций-апатит (до 46% SrO) и др. [7].

Редкие земли ведут себя в эндогенных апатитах сходно со стронцием; максимальные (11%) количества TR_2O_3 устанавливаются в апатитах щелочных пород [18, 34]. По составу редкоземельных элементов апатит представляет собой комплексный минерал; в нем могут превалировать существенно цериевые (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb) или иттриевые редкие земли (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y). Первые, как это показал Д. А. Минеев [16], концентрируются в апатитах щелочных, кислых и основных изверженных пород, вторые типичны для апатитов из метаморфических толщ или связанных с древними гранитными пегматитами.

Если бы изотопы стронция и неодима удалось определить в механически перетолженном апатите, исследователь смог бы довольно точно диагностировать коровое или мантийное происхождение фосфора; именно так поступил Г. Фор [27], когда исследовал изотопный состав неодима в терригенных глинистых

Содержание P_2O_5 и ΣTR_2O_3 (включая иттрий) в образцах фосфоритов

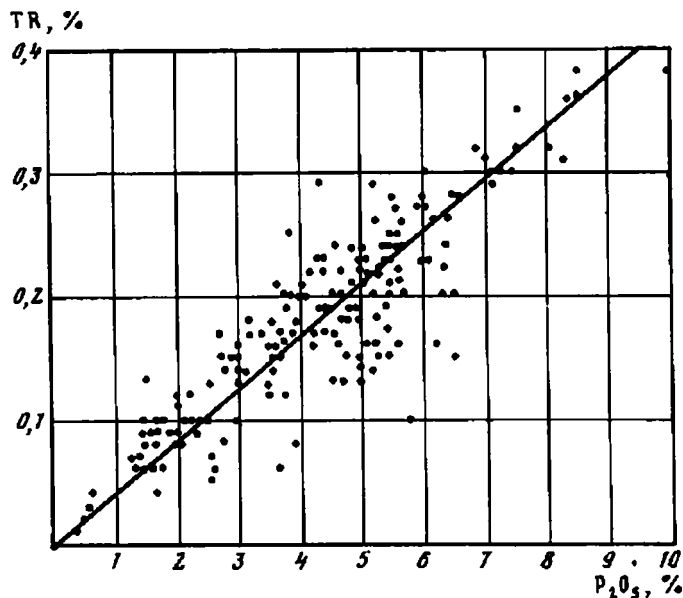
Возраст фосфоритов	Глубина, м	Местоположение и характеристика образца	Содержание, %		ΣTR_2O_3 P_2O_5 10^{-3}
			P_2O_5	ΣTR_2O_3	
Современные	150	Шельф Чили, фосфоритовая конкреция	25,6	0,01	0,39
	76	Шельф Намибии: Фосфоритовая конкреция	27,7	Не.обн. — 0,066	0,18
	150	Обломок рыбной кости	29,0	0,019	0,65
	150	Позвонок	18,5	0,021	1,13
Миоцен-плиоценовые	300	Плато Блейк, фосфоритовая конкреция	20,3	0,040	1,97
	160	Шельф Анголы, фосфоритовый конгломерат	9,0	0,010	1,11
	130	Шельф Намибии, фосфоритовая конкреция	21,3	0,066	3,10
	500	Банка Агульяс, фосфоритовая плита	19,1	0,03	1,57

сланцах архея и протерозоя [27]. К сожалению, тот апатит, что дает фосфор, впоследствии включаемый в состав осадочных фосфоритов, химическим или биогенным путем, растворяется в речных, морских или иловых водах, включается в многообразные биологические трофические цепи палеоводоемов и здесь его пути расходятся с путями первичных элементов-примесей. Фосфор, стронций, редкие земли и их изотопы растворяются в морской воде, обезличиваются и усредняются; в конечном счете в водах современного Мирового океана в среднем содержится 0,07 мг/л фосфора в виде $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} , $H_2PO_4^{1-}$; 8 мг/л стронция в форме $SrSO_4$ и Sr^{2+} ; 0,12 мг/л рубидия в виде Rb^+ ; $9,2 \cdot 10^{-6}$ мг/л неодима; $1,7 \cdot 10^{-6}$ мг/л самария [12, 35].

Само собой разумеется, что два изотопа рубидия (^{85}Rb и ^{87}Rb), четыре изотопа стронция (^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr и ^{88}Sr), семь изотопов неодима (^{142}Nd — ^{150}Nd) и семь изотопов самария (^{144}Sm — ^{154}Sm) некоторое время пребывают в морской воде в растворенном виде.

Процесс биогенно-хемогенного осаждения фосфора в конечных водоемах стока и формирование целой плеяды апатитоподобных минералов, слагающих осадочные фосфориты (ряд франколита: карбонатапатит, подолит, курскит по В. З. Блисковскому [3]), сопровождаются, по-видимому, повторным извлечением из морской воды редких земель, стронция и ряда других элементов-примесей.

Как показали Г. Н. Батулин, В. З. Блисковский и Д. А. Минеев [1], современные фосфоритовые конкреции, образующиеся на шельфах Чили и Намибии в результате подъема глубинных морских вод Тихого океана и Атлантики, содержат ничтожные доли редкоземельных элементов. Однако с течением времени в результате их соприкосновения с придонными морскими и иловыми водами лантанониды и иттрий сорбируются фосфатным веществом, а затем, по-видимому, включаются в кристаллическую решетку тонкодисперсных минералов группы франколита, слагающих тела фосфоритовых конкреций. Яркой иллюстрацией этого служит табл. 2, составленная по материалам Г. Н. Батулина и его соавторов [1]. Из нее следует, что сумма редкоземельных элементов, приходящаяся на единицу P_2O_5 , закономерно увеличивается с возрастом; при этом накопление лантанонидов и иттрия отмечается не только в фосфоритовых конкрециях, но и в костных фосфатизированных остатках. Последние, как указывал А. М. Блох [5], прижизненно никогда не концентрируют редкие земли, иттрий, скандий и



Фиг. 1. График корреляционной зависимости редких земель и фосфора в костном фосфате ископаемых рыб майкопской серии Русской платформы [5]

торий. Обычно накопление костных остатков на дне морских водоемов и в илах создает концентрацию пористого первично фосфатного материала, в котором легко осаждаются редкоземельные элементы, заимствованные из морских, иловых и подземных вод. Любопытно, что, согласно данным А. М. Блоха [5], между содержанием редких земель и фосфора в древних фосфатных костных остатках существует прямая корреляционная зависимость (фиг. 1).

В последнее время немногочисленные анализы Г. Н. Батурина с соавторами [1] получили подтверждение в работах С. Б. Тамбиева и др. [22], а также В. З. Блисковского [3].

Обращает на себя внимание еще одно очень важное обстоятельство. Как было показано выше, магматогенный апатит и сходные с ним апатитоподобные минералы, слагающие осадочные фосфориты, в отношении редких земель представляют собой типичные комплексные минералы. Иначе говоря, они могут концентрировать в своей кристаллической решетке как цериевые, так и иттриевые редкие земли в зависимости от условий их накопления. Именно так обстоит дело в фосфатных костных остатках, где, по данным А. М. Блоха [5], преобладают цериевые лантаноиды, но иногда встречаются и иттриевые. Последние были отмечены в среднем карбоне Русской платформы, в пермских и миоценовых осадках Зайсанской котловины, на юге Казахстана.

Анализ состава лантаноидов в миоцен-плиоценовых и более древних фосфоритах позволяет утверждать, что здесь редко и постоянно преобладают редкие земли цериевой группы. Действительно, данные табл. 3, приведенные по материалам многих исследователей, позволяют утверждать, что средний состав лантаноидов в фосфоритах отражает состав морской воды. Иначе говоря, редкоземельные элементы после выпадения P_2O_5 в осадок заново извлекаются из вод океанов и морей и именно поэтому имеют характерный цериевый состав.

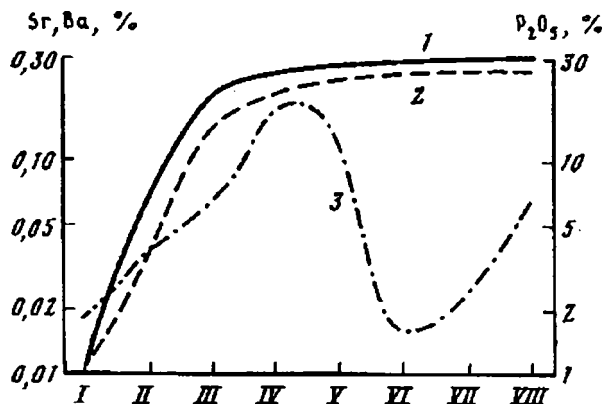
Огромная роль морской и океанической воды в определении состава редкоземельных элементов в осадках подчеркивалась во многих исследованиях. Так, например, рассматривая состав лантаноидов в современных железомарганцевых конкрециях и корках океанов, Х. Элдерфильд и К. Хаукесворд [33], а также

Таблица 3

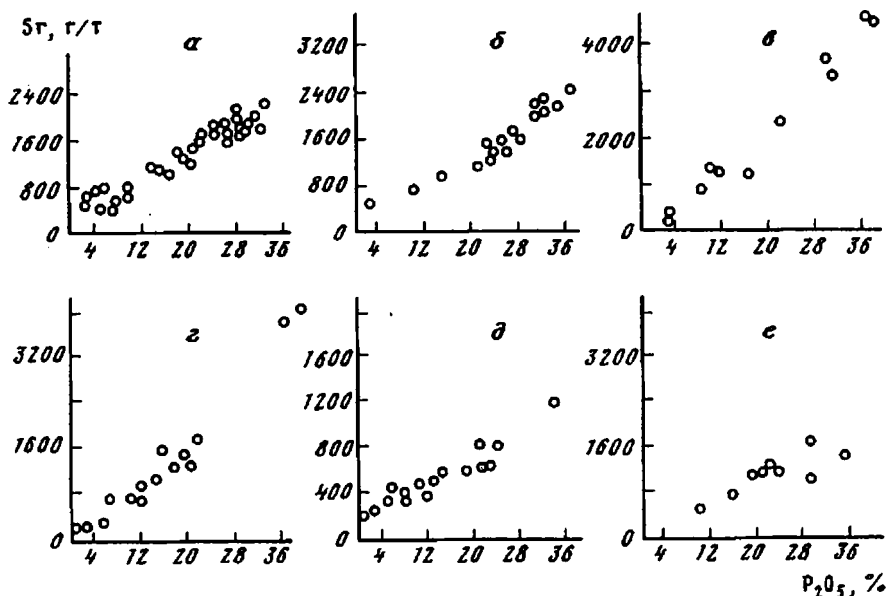
Состав лантаноидов в морских фосфоритах, морской воде и океанических осадках, %

Характеристика материала (местонахождение)	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1. Фосфоритовая конкреция (плато Блейк)	0,040	29,1	25,0	3,5	18,0	4,6	2,3	5,8	—	3,5	1,2	3,5	—	3,5	—
2. Фосфоритовая конкреция (шельф Намибии)	0,066	19,3	46,4	3,0	18,2	3,5	4,2	3,7	—	2,4	—	0,8	—	0,6	—
3. Фосфоритовая плита (банка Агульянс)	0,03	36,7	38,0	—	18,8	—	2,6	2,6	—	—	—	1,3	—	—	—
4. Пеллетовые фосфориты (Каратау)	0,08	23,7	27,4	5,2	21,3	5,0	0,6	6,2	0,6	4,3	0,7	2,5	0,3	1,7	5,0
5. Желваковые фосфориты (Русская платформа)	0,0448	19,7	44,7	3,0	20,9	2,8	0,3	2,9	0,3	2,1	0,3	1,0	0,9	0,1	0,1
6. Зернистые фосфориты (Африка и Азия)	0,057	21,6	38,2	3,7	20,4	3,6	0,6	4,2	0,5	3,1	0,5	1,7	0,2	1,4	0,3
7. Океанические осадки	0,0173	18,5	39,2	5,3	21,3	4,0	1,1	4,5	0,7	—	0,7	2,2	0,3	2,2	—
8. Морская вода	—	27,4	12,2	6,0	21,6	4,1	1,0	5,8	—	6,9	2,0	5,8	1,2	4,9	1,1

Примечания: 1—3 — отдельные пробы миоцен-плиоценовых фосфоритов [1]; 4 — средний состав пеллетовых фосфоритов из 44 образцов [26]; 5 — средний состав желваковых фосфоритов из 51 образца [19]; 6 — средний состав из 4 образцов [3]; 7 — средний состав из 4 проб [39]; 8 — средний состав [36].



Фиг. 2. Поведение P_2O_5 (1), Sr (2) и Ba (3) в ходе литификации фосфатных стяжений на шельфе Юго-Западной Африки (среднее по трем станциям [21])



Фиг. 3. График корреляционной зависимости стронция и фосфора в фосфоритах мезозой-кайнозоя Русской платформы (а), кембрия Каратау (б), ордовика Прибалтики (в) и Сибирской платформы (г), венда — кембрия Горной Шории (д) и мела — палеозоя Африки и Ближнего Востока (е) [3]

С. Тлиг [38], И. И. Волков и А. В. Дубинин [11] утверждают, что он представляет собой зеркальное отражение состава морских вод.

Не менее своеобразно ведет себя стронций. Как показал С. Б. Тамбисев [22], содержание стронция при образовании и литификации фосфатных стяжений на шельфе Юго-Западной Африки и Южной Америки меняется от 0,05 (что уступает кларку в осадочных породах) и до 0,28% в конечных продуктах преобразования. При этом поведение концентрирующихся фосфора и стронция описывается кривой, изображенной на фиг. 2.

Характерно, что в апатитоподобных минералах ряда франколита Sr^{4+} , по-видимому изоморфно, замещает Ca^{2+} .

В работах В. З. Блискового и др. [4], а также В. З. Блискового [3] было установлено, что между содержанием P_2O_5 и SrO в фосфоритах фанерозоя существует линейная зависимость с хорошей корреляцией ($r=0,89$). На фиг. 3

приведены корреляционные диаграммы, построенные для разных фосфоритоносных регионов. Различный наклон кривых, по мнению автора, отражает различные Sr—Ca-отношения в морских водах, продуцирующих фосфориты.

Приведенные данные позволяют сделать один очень важный вывод: после этапа полного растворения материнских апатитов в морской воде начавшаяся концентрация фосфора и образование фосфатных залежей сопровождаются извлечением ряда элементов-примесей из морских вод. На базе апатитоподобных минералов группы франколита вновь формируется набор химических элементов и их изотопов, связанных с фосфором. Эта вторичная ассоциация, однако, качественно немного отличается от магматогенной апатитовой, но количественно оказывается чрезвычайно мало ей подобной.

Действительно, если в апатитах максимальные содержания стронция достигают 23%, редких земель 11% (TR_2O_3), марганца 10%, тория до 0,5%, урана до 0,1%, то осадочные фосфориты содержат стронций в количестве 0,02—0,45%, редкие земли 0,06—0,1%, уран 0,001—0,06%, торий 0,0007—0,001%. Такое падение содержания элементов-примесей связано, по-видимому, не только с тем, что в случае апатитов мы имеем дело с кристаллическими агрегатами, а в случае фосфоритов — с колломорфными, скрытокристаллическими и тонкокристаллическими фазами. Вероятно, его можно объяснить еще и тем, что гидротермально-магматогенные флюиды, растворы и расплавы неизмеримо больше обогащены разнообразными химическими элементами по сравнению с поверхностными и тем более морскими водами.

Мысленно пробежав всю нить изложенных выше данных, позволительно задать себе вопрос: что же мы замеряем, определив соотношение изотопов стронция и неодима в фосфоритах?

Общие минералого-геохимические данные позволяют дать на этот вопрос однозначный ответ. Мы получаем сильно усредненное отражение соотношений изотопов в водах томмотского моря, в котором шли процессы древнего фосфоритообразования. Никакого отношения к источнику фосфора полученные значения не имеют.

Следует при этом иметь в виду, что вывод В. И. Виноградова с соавторами о том, что в томмотское время средний химический состав морской воды формировался под определяющим влиянием континентальной коры, бесспорно справедлив; начиная с верхнеархейской складчатости и субсинхронного гранитообразования в составе питающих провинций планеты несомненно преобладали коровые элементы — граниты, метаморфиты и древние осадочные породы.

Однако на фоне этого кларкового процесса, зафиксированного в тонких геохимических особенностях фосфоритов, сами фосфориты образовывались по закону рудных концентраций. Для их возникновения требовались точечные источники фосфатного материала, обеспечивающие не кларковое, а достаточно высокое «рудное» поступление P_2O_5 в воды эпиконтинентальных морей. Таким источником фосфора могли быть крупные массивы базитовых, гипербазитовых интрузий и щелочных апатитосодержащих пород. Хотя повсеместно совсем не они определяли состав кларковых масс веществ, поступающего в водоемы, но их благоприятное расположение на площади питающей провинции могло создавать локальные условия в морских водоемах, благоприятствующие развитию процессов морского фосфоритообразования.

То обстоятельство, что Каратауский, Хубсугульский и Южно-Китайский фосфоритоносные бассейны разделены значительными площадями развития нижнекембрийских относительно бесфосфатных пород, хорошо согласуется с высказанной гипотезой.

Вызывает настороженность также вывод В. И. Виноградова с соавторами о причинах, вызывающих различия в изотопном составе неодима «между месторождениями и даже в пределах отдельных месторождений». Эти флуктуации авторы связывают исключительно с первичными седиментационными процессами, считая, что они свидетельствуют «либо о смене режимов питания бассейнов за

время фосфатонакопления, либо об относительной изолированности бассейнов или их участков друг от друга и от открытого океана» ([10]).

В этом выводе отчетливо звучит явная недооценка роли вторичных преобразований в формировании изотопного состава фосфатных отложений. Между тем в ряде работ [14, 20, 24] установлено, что фосфоритоносные толщи Каратау уже после своего формирования неоднократно подвергались воздействию подземных вод, инфильтрационной переработке и гипергенному выветриванию, сильно изменившим их геохимическую характеристику.

Более того, в работе [25] впервые было установлено, что состав лантаноидов, концентрирующихся в пластовых фосфоритах Каратау, тесно связан с гидрохимической зональностью современных подземных вод, причем особенно резко реагирует на изменение гидрогеологических условий неодам.

Однако объяснение, данное в свое время этому явлению, нельзя признать удачным; оно опиралось на устаревшие представления В. Н. Шербины и др. [31], а также Е. И. Семенова [19] о возможности окисления Ce^{3+} до Ce^{4+} и последующего его выноса за пределы фосфатного пласта. Таким образом, в соответствии с утверждаемой мной гипотезой не привнос Nd, а вынос Ce определял формирование неодамических максимумов в фосфоритах.

Так как позднее выяснилось, что величина равновесия реакции $\text{Ce}^{4+} + e = \text{Ce}^{3+}$ составляет +1,74 В [17], что недостижимо в условиях земной поверхности, приведенное объяснение в настоящее время приходится отбросить.

В последующих публикациях С. Р. Крайнова [15], Т. Ф. Бойко [6] и особенно Е. М. Шмариовича с соавторами [29, 30] было установлено, что вопреки устоявшимся представлениям редкоземельные элементы и конечно же их изотопы могут активно мигрировать в подземных водах.

Расчетным путем было показано, что группа цериевых лантаноидов, к которым принадлежат и самарий и неодам, в слабокислых обстановках (рН 6,6—7,0) вовлекается в миграцию в форме MeSO_4 , а при подщелачивании подземных вод (рН 7,2—8,0) способна выпадать в осадок и связываться с фосфатами.

Не вызывает сомнения то обстоятельство, что в отношении изотопов неодама подземные воды, так же как и Мировой океан, являются фактором усреднения, а поскольку осадочные толщи, по которым осуществляется движение вод, отражают очень пеструю картину первичного распределения изотопов, конечный результат будет в значительной степени зависеть от исходной выборки.

Иначе говоря, первичная изотопная характеристика разновозрастных толщ осадочного разреза, мощность и строение водоносных комплексов, а также особенности миграции подземных вод (пластовое или трещинное движение) определяют конечный результат осаднения, и вполне вероятно, что он будет значительно отличаться от первичной изотопной характеристики фосфоритоносного пласта.

Нам представляется, что при истолковании неодамических изотопных соотношений в фосфоритах нельзя игнорировать возможность вторичного перераспределения этих элементов, тем более что в одних случаях они сглаживают первичную изотопную неоднородность, а в других — усиливают.

В заключение нельзя не отметить одну психологическую особенность построений В. И. Виноградова с соавторами: когда речь идет об омоложении геохронологических датировок докембрийских отложений Восточной Сибири, авторы утверждают огромную роль эпигенетических преобразований [9], а когда задача сводится к определению источника фосфора — занимают диаметрально противоположную позицию и сводят на нет все значение поздних процессов в осадочных породах [10].

Список литературы

1. Батурин Г. Н., Блисковский В. З., Минеев Д. А. Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана//Докл. АН СССР. 1972. Т. 199. № 2. С. 954—958.
2. Беус А. А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М.: Недра, 1972. 295 с.
3. Блисковский В. З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 199 с.
4. Блисковский В. З., Ефимова В. А., Романова Л. В. О содержании стронция в фосфоритах//Геохимия. 1967. № 12. С. 1508—1512.
5. Блох А. М. Элементы-примеси в костном фосфате ископаемых рыб. М.: Недра, 1964. 107 с.
6. Бойко Т. Ф. Распределение микроэлементов в минерализованных водах//Редкие элементы (сырье и экономика). М.: Препринт ИМГРЭ, 1974. Вып. 10. С. 126—130.
7. Бородин Л. С., Казакова М. Е. Беловит — новый минерал из щелочных пегматитов//Докл. АН СССР. 1954. Т. 96. № 3. С. 616—620.
8. Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита//Апатиты. М.: Наука. 1968. С. 31—59.
9. Виноградов В. И., Покровский Б. Г., Пустыльников А. М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений Западно-Сибирской платформы//Литология и полез. ископаемые. 1994. № 4. С. 49.
10. Виноградов В. И., Кулешов В. Н., Луканин А. О., Осокин П. В. Изотопный состав неодимия и стронция в фосфоритах Монголии и Каратау как показатель среды фосфатонакопления в венд-кембрийское время//Литология и полез. ископаемые, 1994. № 6. С.
11. Волков И. И., Дубинин А. В. Редкоземельные элементы в гидротермальных накоплениях железа и марганца в океане//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 40—57.
12. Голдберг Э. Д. Геохимия моря//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во ИЛ, 1963. С. 431—459.
13. Дудкин О. Б. О стронциевом апатите Хибинских тундр//Матер. по минералогии Кольского полуострова. Киров: Изд-во АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 107—111.
14. Коноплянцев А. А. Гидрогеология Малого Каратау и важнейших фосфоритовых месторождений//Фосфориты Каратау. Алма-Ата, 1954. С. 94—120.
15. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими комплексами месторождений). М.: Недра, 1973. 295 с.
16. Минеев Д. А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974. 237 с.
17. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
18. Семенов Е. И. Лантаноиды//Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964. С. 210—284.
19. Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. Л. Редкие земли в фосфоритах//Геохимия, 1962. № 5. С. 28—45.
20. Смирнов А. И. Процессы формирования промышленных типов руд на фосфоритном месторождении Ак-сай//Тр. ГИГХС. 1959. Вып. 5. С. 209—287.
21. Тамбиев С. Б. Стронций и барий в процессе океанского фосфоритообразования//Океанология. 1979. Т. XIX. Вып. 2. С. 272—278.
22. Тамбиев С. Б., Батурин Г. Н., Ляпунов С. М., Минеев Д. А. Поведение редкоземельных элементов при современном и позднечетвертичном океанском фосфоритообразовании//Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 4. С. 965—970.
23. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
24. Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза//Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 33—49.
25. Холодов В. Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Каратау//Геохимия. 1972. № 9. С. 1063—1070.
26. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 261 с.
27. Холодов В. Н. Основы геохимии осадочного процесса. II. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества//Литология и полез. ископаемые. 1993. № 5. С. 3—26.
28. Холодов В. Н., Минеев Д. А. Редкие элементы в фосфоритах (распространение, генезис и

- практическое использование)//Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 46—65.
29. Шмариович Е. М., Максимова М. Ф., Бровин К. Г., Полупанова Л. И. Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе//Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. С. 39—53.
 30. Шмариович Е. М., Гольдштейн Р. И., Салмин Ю. П. и др. Распределение микроэлементов в рудоформирующих пластовых водах инфильтрационных месторождений//Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 91—100.
 31. Щербина В. Н. Геохимические основы разделения редкоземельных элементов//Геология месторождений редких элементов. М., Л.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 44—59.
 32. Derry L., Jacobsen S. The Nd and Sr isotopic evolution of proterozoic seawater//Geophys. Res. Lett. 1988. V. 15. P. 397—400.
 33. Elderfield H., Hawkesworth G. J., Greaves M. J., Calvert S. E. Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments//Geochim. et cosmochim. acta. 1981. V. 45. P. 513—528.
 34. Fleischer M., Altschuller Z. S. The relationship of rare-earth composition to geological environment//Geochim. et cosmochim. acta. 1969. V. 33. № 6. P. 725—732.
 35. Goldberg E. D. Minor elements in sea water//Chem. Oceanography. Acad. Press. London. 1965. Chap. 5. 150 p.
 36. Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare-earth distribution in marine environments//J. Geophys. Res. 1963. V. 68. № 14. P. 4209—4217.
 37. Show H. F., Wasserburg G. J. Sm—Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in sea-water and crustal ages//Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 503—518.
 38. Tlig S. Distribution des terres rares dans fractions de sediments of nodules de Fe et Mn associes in l'ocean Indien//Marine Geol. 1985. V. 50. P. 257—274.
 39. Wildeman T. R., Haskin L. Rare-earth elements in ocean sediments//J. Geophys. Res. 1965. V. 70. № 12. P. 2905—2910.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
22.II.1994

УДК 552.52:551.782.2 (479.24) + 550.426

© 1994 Мехтиев Ш. Ф., Пашалы Н. В., Буниат-заде З. А., Джеваншир Р. Д.,
Иманов А. А., Хеиров М. Б., Сараджалинская Т. М.

О ПРОГНОЗИРОВАНИИ ГЛИНИСТЫХ ФЛЮИДОУПОРОВ В ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА

Впервые раскрываются процессы в глубоко (4,5—6,0 км) и сверхглубоко погруженных (>6 км) комплексах отложений Восточного Азербайджана, способствующие сохранению в них благоприятных флюидоупоров и коллекторов на изученных глубинах (до 10 км), что является еще одним доказательством их высокой перспективности для поисков в них промышленных нефтегазовых скоплений.

Нефтегазоносность больших глубин зависит от присутствия в глубокопогруженных частях разреза как флюидоупоров, так и пород-коллекторов, являющихся главными концентраторами нефти и газа. В Азербайджане главной нефтегазоносной свитой была и остается среднеплиоценовая продуктивная толща (ПТ)¹, испытывающая региональное погружение в юго-восточном направлении. Основные перспективы поисков промышленных нефтегазовых скоплений на суше республики и прилегающей акватории Южного Каспия связаны с отложениями ПТ трех нефтегазоносных районов Азербайджана: Апшеронского, Нижнекуринского и Бакинского архипелага [1]. Именно поэтому особую актуальность приобретает проблема изучения как емкостно-фильтрационных, так и экранирующих свойств коллекторов и ПТ покрышек этих районов. Настоящая работа посвящена результатам наших исследований последних лет по этой проблеме.

Флюидоупоры ПТ Азербайджана, как и залегающих выше отложений акчагыла, апшерона и антропогена, представлены глинами. В разрезе ПТ последние образуют самостоятельные свиты и горизонты. Эти глины, как и глины ПТ Апшеронского нефтегазоносного района, изучались специалистами различного профиля и разными методами на образцах кернов из вскрытой бурением части разрезов до глубины 6500 м.

Полученные ранее данные в значительной степени подтверждаются в том отношении, что на фоне общей недоуплотненности пород по всему осадочному разрезу вначале идет некоторое уплотнение глин-флюидоупоров, а затем вниз по глубине после некоторой стабилизации плотности пород последние начинают испытывать разуплотнение, но сохраняют при этом герметичность. Одной из причин такого разуплотнения считается значительное ослабление степени трансформированности разбухающего монтмориллонита в неразбухающую гидрослюда.

Сохранение благоприятных флюидоупоров на вскрытых больших глубинах лежит в основе прогнозирования герметически положительных глин и на глубинах порядка 9—10 км. На этом основании и с учетом других положительных геологических факторов делаются выводы и возможности локализации на этих глубинах промышленных нефтегазовых скоплений [11, 12 и др.].

Об уменьшении плотности глин свидетельствуют и новые геофизические

¹ В последние годы ряд исследователей относят ПТ к нижнему плиоцену.

данные, позволившие И. С. Гулиеву с соавторами [5] выделить в разрезе осадочных пород Южно-Каспийской впадины на глубинах 7—12 км региональную зону разуплотнения и высказать предположение о возможной приуроченности к ней промышленных скоплений нефти и газа. Впервые на взаимосвязь нефтегазовых залежей с зоной аномального разуплотнения обратили внимание З. А. Кривошеева и Б. А. Соколов [9] по материалам Западной Сибири, где эта зона располагается на уровне среднего катагенеза в температурном интервале 60—120°С на глубинах 1,7—3,0 км.

Изучение постседиментационных процессов среднеплиоценовых отложений рассматриваемых нами районов свидетельствуют о том, что они также находятся на уровне среднего катагенеза, примерно в том же температурном интервале, но на значительно больших глубинах [10, 15].

Присутствие по всей вскрытой части разреза довольно большого количества (40% и более) монтмориллонита дало основание некоторым исследователям предположить, что до глубины 6200 м видимой трансформации монтмориллонита в гидрослюда не происходит. К этому же заключению пришел и М. Б. Хейров [22—24], считающий, что основными факторами, влияющими на трансформацию глинистых минералов, являются геотектонические условия бассейна осадконакопления и проницаемость пород.

Какими бы терминами не определяли этот процесс — *разуплотнение, недоуплотнение* или *незавершенность процесса*, все исследователи связывают его с присутствием монтмориллонита. Первый из этих терминов говорит о том, что на каких-то глубинах уплотнение меняет свою направленность, т. е. происходит его инверсия, а два других, выражающих один и тот же смысл, — о том, что процесс уплотнения как бы не дошел до своего завершения, в результате чего в породе остается нетрансформированный монтмориллонит.

Расшифровка нами результатов анализа фотоснимков поверхностей сколов образцов глин и глинистых пород ПТ Бакинского архипелага, полученных на растровом электронном микроскопе (РЭМ), подтвердила сохранность по всему изученному интервалу глубин (1400—5200 м) минерального состава этих глин. Основными глинистыми минералами здесь являются гидрослюда и монтмориллонит, подчиненными — каолинит и хлорит (фиг. 1). При этом на снимках фиксируется трансформация глинистых минералов как в прямом, так и в обратном направлениях, причем эти процессы идут параллельно с погружением пород [4].

На микрофотографиях образцов из интервалов 1400—1800 м изменения глинистых минералов в массе и по периферии весьма незначительны, хотя отмечается разрушенность отдельных слоев, их скрученность по периферии, наличие вторичных пор и трещиноватость в отдельных зернах гидрослюда. В то же время в образцах, извлеченных с глубин более 4000 м, результаты трансформации глинистых минералов проявляются, судя по снимкам, более интенсивно: в массе преобладают гидрослюда и монтмориллонит, причем последний в двух генерациях (как первичный, так и вторичный). При этом, распространяясь в интерстициях между частицами гидрослюда, монтмориллонит развивается по ее периферии и трещинам. Первичный монтмориллонит, разрушаясь или сворачиваясь (скручиваясь) по периферии гидрослюдистых блоков дает вторичные поры (фиг. 2).

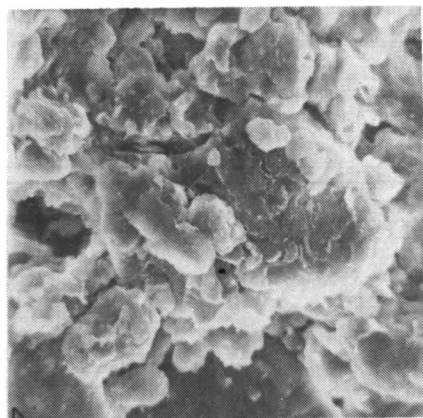
Таким образом, в разрезе ПТ нефтегазоносного района Бакинского архипелага с глубиной, наряду с разрушением и дегидратацией первичного монтмориллонита, идет процесс деградации гидрослюда с переходом ее в монтмориллонит. На наш взгляд, этот факт, видимо, в существенной мере обусловил сохранение с глубиной количественного соотношения между гидрослюдой и монтмориллонитом.

Образование монтмориллонита за счет деградации гидрослюд и механизм этого процесса рассматриваются в ряде работ [13, 14 и др.].

Ж. Милло [13] первым отметил, что такие свойства различных трехслойных минералов, как способность к разбуханию, размер частиц и химический состав, изменяются не одинаково. Так, мелкие частицы, обладающие максимальной способностью к разбуханию, наиболее легко поддаются выщелачиванию природ-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Микрофотография поверхности скола образца глины ПТ, полученного методом РЭМ (Бул-ла-дениз, скв. 15, гл. 5123—5132 м), увел. 1000

Фиг. 2. Микрофотография поверхности скола образца глины ПТ с образованием вторичных пор (Дуванный-дениз, скв. 529, гл. 1700—1705 м), увел. 1000

ными растворами. При этом удаляются межслоевые ионы, а затем изменяется химический состав частиц, приближаясь к составу монтмориллонита. Кроме того, Ж. Милло также подчеркивал, что монтмориллонит, образующийся на конечной стадии деградации гидрослюд, по-видимому, не слишком отличается от истинных монтмориллонитов, с которым он имеет одинаковую рентгенографическую характеристику.

В группе гидрослюд имеют значение и различия, связанные с их гидратацией, в результате которой идет последовательная потеря калия и замена его водородом, что способствует частичному внутрикристаллическому набуханию сильно деградированных гидрослюд [13]. А. Г. Коссовская [8], анализируя имеющиеся данные о деградации гидрослюд, отмечает, что вопрос перехода последних в монтмориллонит не имеет однозначного решения, хотя возможность такой трансформации не отрицается. М. Д. Фостер [31] также допускает такую возможность, но считает, что преобразование иллита в монтмориллонит связано со значительно более глубокими изменениями, нежели простой вынос калия из иллита с заменой его натрием, кальцием или магнием. Л. А. Буряковский и Р. Д. Джеваншир [4] объясняют практически постоянное количественное соотношение минерального состава глин в пределах всего вскрытого интервала разреза среднего плиоцена существованием таких факторов, которые в сочетании с геохимическим режимом среды, с одной стороны существенно снижают скорость превращения монтмориллонита в гидрослюды, а с другой — способствуют развитию процессов деградации последних в монтмориллонит.

В процессах диагенеза и катагенеза происходит взаимовлияние трансформации глинистых минералов и термодинамических условий недр: под влиянием возрастающей с глубиной температуры развивается процесс дегидратации монтмориллонита с переходом его в гидрослюды с возможным формированием в глинах аномально высокого порового давления (АВПД). В свою очередь АВПД любого генезиса препятствует процессу дегидратации монтмориллонита и способствует деградации гидрослюд с образованием вторичного монтмориллонита. Такие явления наиболее характерны для молодых складчатых областей с высоким периодически лавинным темпом седиментации в основном мощных глинистых осадочных пород, каковой является Хазарская часть Южно-Каспийской мегавпадины в общепринятом его объеме [29].

Таблица 1

Месторождение (номер скважины; глубина отбора керна, м)	Номер образца	$p_{гео}$, МПа	p_n , МПа	T , °С	H , м	K_n , %	$K_{np} \cdot 10^{-12}$, м ²	$\frac{K_n}{K_{np}}$	$\frac{K_{np}}{K_{np}}$, %
Кюрсангя	4	— 145	— 67	— 95	3500 6700	17,6 17,99	2,30 3,71	2,2	61,3
(407; 3500—3505)	5	— 160	— 80	— 115	3500 8000	19,5 20,1	—	3,1	—
Песчаный-дениз;	7	— 160	— 80	— 115	3500 8000	19,4 19,86	8,40 74,90	2,37	792,0
(39; 2988—2993)	8	— 200	— 90	— 135	3000 9000	21,47 22,50	—	5,0	—

Примечание. В этой и следующей таблицах в числителе приведены исходные значения физических параметров образцов, в знаменателе — значение физических параметров образцов, деформированных под воздействием соответствующих термодинамических факторов.

Наиболее вероятным механизмом развития АВПД, действующим повсеместно на всех стадиях формирования среднеплиоценового бассейна, является гравитационно-фильтрационная консолидация пород. Преобладание фактора гравитационной консолидации над фильтрационным, наблюдающееся в условиях периодически лавинного темпа осадконакопления, приводит к значительному недоуплотнению глинистых пород и развитию в них, как отмечено выше, АВПД [4, 27].

В. Н. Холодов, рассматривая катагенетические преобразования в осадочных толщах на примере среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины, отмечает, что в песчано-алевритовой части разреза местами формируется катагенетический монтмориллонит [27].

Сохранение на больших глубинах значительного количества монтмориллонита дает основание считать, что в пределах Бакинского архипелага на глубинах 6,5—10 км глинистые покрывки обладают хорошими экранирующими свойствами. Наличие на больших глубинах таких покрывок, вкупе с благоприятными породами-коллекторами, аномально-высокими пластовыми и поровыми давлениями и относительно невысокими температурами, позволяет прогнозировать наличие здесь залежей углеводородов на еще не вскрытых глубинах 7—10 км. Этот прогноз строится в основном как на умозаключениях, так и расчетных данных.

Для более убедительного прогнозирования возможной промышленной нефтегазоносности глубин 7—10 км Южного Каспия, а также его западного и восточного обрамлений необходимо до вскрытия этих глубин бурением доказать возможность наличия в их разрезе флюидопоров и коллекторов. С этой целью в лабораторных условиях нами были проведены специальные экспериментальные исследования как глин, так и песчаников, позволившие выяснить изменения, которые происходят в изученных породах на глубинах 7—10 км.

Суть эксперимента сводилась к тому, что терригенные образцы керна, предварительно литологически изученные, помещали в экспериментальную установку АСИФ-1 (Автоматическая система измерений физических свойств горных пород), способную воспроизводить последовательно жесткие термодинамические условия, отвечающие не вскрытым бурением глубинам 7, 8, 9 и 10 км [6, с. 108—109].

При создании термодинамических условий геостатическое давление $p_{гео}$ определялось из расчета средней плотности вышележащих горных пород, равной 2,30 и 2,40 г/см³ соответственно для глинистых и песчано-алевритовых пород. Поскольку рассматриваемые регионы характеризуются АВПД, то величина по-

Физические параметры образцов глинистых пород месторождения Булла-дениз

Номер скважины; глубина отбора керна, м	Номер образца	$p_{\text{гео}}$, МПа	p_n , МПа	T , °C	H , м	$V_{\text{пор}}$, см ³	K_n , %	$\frac{\Delta K_n}{K_n}$, %
25; 3300—3303	1	—	—	—	3300	2,51	6,5	23
		135	80	90	6000	3,10	8,0	
	3	—	—	—	3000	1,63	4,2	83
590; 5591—5594	2	—	—	—	5591	0,75	1,93	83,9
		200	150	135	9000	1,38	3,55	
	4	—	—	—	5500	1,97	5,43	25,2
3; 5491—5500	4	180	125	120	8500	2,47	6,8	

рового давления p_n в песчано-алевритовых породах принималась разной условно-гидростатическому, а в глинах p_n создавалось с учетом коэффициента аномальности, равного 1,4—1,5.

В табл. 1 приведены результаты впервые проведенных экспериментальных исследований физических параметров образцов песчано-алевритовых пород из двух месторождений Нижнекуринского и Апшеронского нефтегазоносных районов. Каждый эксперимент продолжался 5—6 ч. Общая пористость K_n определялась по известной методике [7].

Как видно из приведенных данных, на отдельных континентальных и морских нефтегазовых месторождениях Хазарской впадины с погружением на глубину до 9 км в песчано-алевритовых породах наблюдается значительное улучшение фильтрационно-емкостных свойств.

В табл. 2 приведены результаты экспериментальных исследований физических параметров образцов глинистых пород из месторождения Булла-дениз, расположенного в западной части Южного Каспия.

Как видно из приведенных данных, изученные глины, как и песчано-алевритовые породы, с погружением на глубины до 9,0 км испытывают определенное разуплотнение.

Необходимо подчеркнуть, что каждый раз после поэтапной искусственной деформации в термодинамических условиях, соответствующих глубинам 5, 8, 9 и 10 км, предварительно исследованные образцы исходных кернов пород вновь подвергали лабораторному изучению их структуры, текстуры и минерального состава с целью выяснения механизмов происшедших в них литологических изменений.

Примечательно, что уже при визуальном просмотре образцов после экспериментов были наглядно видны изменения структур пород как песчаников, так и глин. Ниже приводим описание изменений структурных (гранулометрических) и минералогических особенностей исследованных пород в зависимости от повышения термодинамических параметров с глубиной.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Песчаники изучены из разрезов месторождений Кюрсангя (Нижнекуринский нефтегазоносный район) и Песчаный-дениз (Апшеронский нефтегазоносный район).

Как видно из табл. 3, образцы песчаников, отобранные из различных интервалов скв. 426 месторождения Кюрсангя, в экспериментах помещали в термодинамические условия, соответствующие глубинам 5, 8 и 10 км. В результате этого почти во всех случаях видим увеличение с глубиной содержания песчаной фракции >0,25 мм и более сложную картину поведения фракции 0,25—0,1 мм,

Номер скважины (номер образца)	Глубина отбора, м	Карбонатность, %	Гранулометрический состав, % по фракциям, мм				Тип породы
			>0,25	0,25— —0,1	0,1— —0,01	<0,01	
Кюрсангя							
426(1)	3594—3604	6,7	10,0	55,0	20,0	15,0	Глинисто-алевритовый песчаник
	5000	8,4	17,0	55,0	15,0	13,0	То же
	8000	10,1	19,0	57,0	13,0	11,0	»
	10000	2,5	21,0	56,0	11,0	12,0	Алеврито-глинистый песчаник
426(2)	3674—3689	21,0	7,0	58,0	19,0	16,0	Глинисто-алевритовый песчаник
	5000	15,1	12,0	57,0	17,0	14,0	То же
	8000	12,6	6,0	56,0	19,0	19,0	»
	10000	4,2	17,0	59,0	12,0	12,0	»
426(3)	2990—3000	12,6	14,0	48,0	18,0	20,0	Алеврито-глинистый песчаник
	5000	8,4	16,0	49,0	19,0	16,0	Глинисто-алевритовый песчаник
	8000	25,2	18,0	56,0	12,0	14,0	Алеврито-глинистый песчаник
	10000	8,4	20,0	54,0	10,0	16,0	То же
407(3)	3500—3505	8,4	9,8	43,7	29,8	16,7	Глинисто-алевритовый песчаник
	6700	8,4	11,5	45,2	28,9	14,4	То же
	8000	9,2	16,6	48,1	22,1	13,2	»
Песчаный-дениз							
36(6)	2988—2993	10,1	19,0	45,0	18,0	18,0	Алеврито-глинистый песчаник
	8000	11,7	24,0	49,0	12,1	14,9	То же
	9000	12,6	30,2	51,8	8,8	9,2	»
31(9)	2800—2804	3,3	18,6	37,5	24,5	19,4	Глинисто-алевритовый песчаник
	8000	8,4	25,0	48,8	16,2	10,0	То же

Примечание. Карбонатность определялась по методу И. А. Преображенского [18], гранулометрия — по методу АзНИИ.

включающую алеврит и глину. Сходные изменения наблюдались и в образцах песчаника из скв. 407.

Из разреза месторождения Песчаный-дениз изучены керны двух скважин и получены результаты, в целом подтверждающие особенность, полученную по кюрсангинским кернам: увеличение с глубиной песчаной фракции за счет алевритовой и глинистой составляющих.

Г л и н ы изучены из разрезов площадей Кызылагач (Нижнекуринский нефтегазоносный район), Локбатан-дениз (Апшеронский нефтегазоносный район) и месторождений Сангачал- и Булла-дениз (нефтегазоносный район Бакинский архипелаг).

Как видно из табл. 4, образцы глин, отобранных из кернов различных интервалов глубин скважин, пробуренных на перечисленных выше структурах, в экспериментах подвергали термодинамическим напряжениям, соответствующим глубинам 5, 6, 8, 9 и 10 км. Хотя полученные по глинам результаты и оказались относительно менее однозначными, чем результаты по песчаникам, Примеча-

Площадь	Номер скважины (номер образца)	Глубина отбора, м	Карбонатность, %	Гранулометрический состав, % по фракциям, мм				Тип породы
				>0,25	0,25— —0,1	0,1— —0,01	<0,01	
Гызылагач	9(4)	2980—2985	10,1	2,0	8,0	18,0	72,0	Песчано-алевритовая глина
		5000	8,4	1,0	4,0	22,0	73,0	Алевритовая глина
		8000	8,4		5,0	24,0	71,0	То же
		10000	11,7		5,0	25,0	70,0	»
		5491—5500	35,0	10,2	8,0	25,8	56,0	Песчано-алевритовая глина
Локбатандениз	3(1)							То же
Сангачалыдениз	590(1)	5591—5594	11,7	2,2	10,2	29,8	57,8	»
		5600	8,4	3,1	2,7	27,0	67,2	Алевритовая глина
		9000	9,2	4,7	12,2	28,3	54,8	То же
Булладениз	25(1)	3300—3303	14,3	12,2	16,8	18,7	52,3	Алеврито-песчаная глина
		6000	10,1	13,5	19,3	12,5	54,7	То же
		8000	10,9	12,5	23,4	13,0	51,1	»

тельно, что в целом и в глинах с глубиной в основном происходят схожие структурные изменения, в частности разукрупнение зерен.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Важнейшим фактором, обеспечивающим герметичность изолирующих глинистых пород, служит их минеральный состав, исследованный нами в плоскопараллельных шлифах и в иммерсии по методикам кафедры Литологии МГУ [20]. Изменения состава с глубиной и вариацией термодинамических условий влекут за собой те структурные преобразования песчаников и глин, которые описаны выше. Реже такие изменения происходят в результате постседиментационных процессов, сопровождающихся перекристаллизацией, растворением, выщелачиванием и образованием различных вторичных минералов.

В ряде публикаций [10—12, 15, 22—24] нами эти процессы рассматривались с целью выявления стадий вторичных преобразований ПТ, влияния их на породы-коллекторы и возможность размещения нефтегазовых залежей. В настоящей работе рассматривается влияние постседиментационных процессов на гранулометрию пород ПТ и их разуплотнение. При этом следует иметь в виду, что в отложениях ПТ постседиментационными изменениями затронуты как обломочная часть, так и цементирующая масса породы.

Как указывает Г. Н. Перолио [16], изменения терригенной части породы неизменно влекут за собой и структурные преобразования двоякого рода: один из них, например пластические деформации под давлением, приводят [28] к образованию вторичных структур гравитационного уплотнения, а другие, например процессы распада отдельных минералов, наоборот, вызывают разуплотнение пород. Изученные отложения среднего плиоцена являются относительно моло-

дыми, и поэтому степень постседиментационных изменений песчано-алевритовых пород связывается в основном с глубиной залегания.

По Нижнекуринскому нефтегазоносному району к настоящему времени нет образцов керна с глубин более 5000 м, что побудило нас к моделированию вторичных процессов в лабораторных условиях, позволившему выяснить причины процессов разуплотнения пород на больших глубинах. В целом о роли минерального состава глинистых пород в сохранении промышленных скоплений углеводородов свидетельствуют многочисленные работы, в которых процессы уплотнения и разуплотнения обычно рассматриваются как результат преобразования глинистых минералов, и, в первую очередь, перехода монтмориллонита в гидрослюда. Наши данные позволяют утверждать, что в процессе разуплотнения значительную роль играют и другие минеральные преобразования.

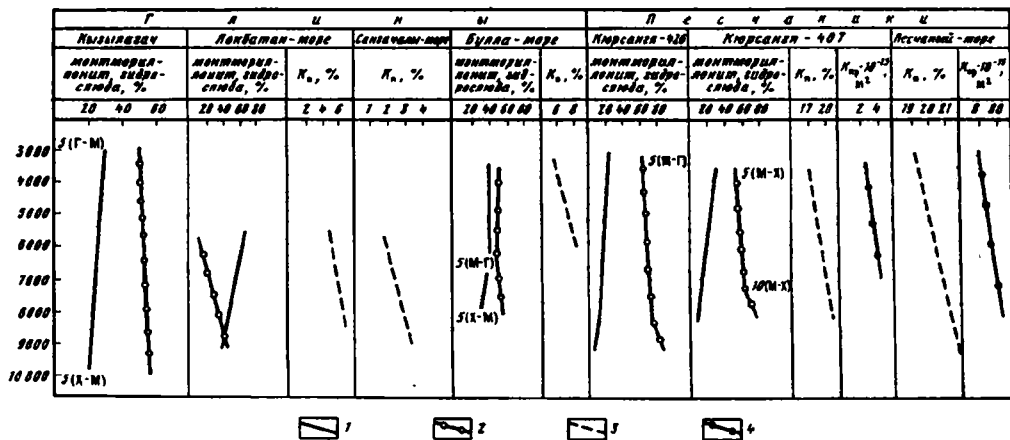
Так, укрупнение зернистости может быть связано с перекристаллизацией карбонатов, проявляющейся в позднем диагенезе и раннем катагенезе как один из основных процессов постседиментационных изменений. Примером может служить как раскристаллизация пелитоморфного и тонкозернистого кальцита в более крупные агрегаты этого минерала, так и переход землистых выделений сульфитов в кристаллические скопления. Действительно, крупные выделения кальцита и пирита встречаются в порах и трещинах пород.

Вторичный доломит развивается в цементе по пелитоморфному кальциту в виде типичных идиоморфных зерен ромбических, иногда округло-ромбических кристаллов, образующих мелко- и среднекристаллическую структуры. Это же можно сказать и в отношении аутигенного сфена, в значительном количестве встречающегося как в глинистых породах, так и в цементе карбонатно-глинистых и глинистых песчаников. В целом, в тяжелой фракции ПТ сфен содержится в значительных количествах. Источником титана для образования этого минерала служили как органическое вещество, так и титаносодержащие минералы обломочных зерен. Еще Н. М. Страховым установлено [19], что в современных осадках Каспийского моря сфен связан главным образом с пелитоморфной фракцией глинистых образований, из кластических минералов которых (амфиболы, пироксены, биотит, ильменит и др.) при разложении мог выделяться сфен.

При образовании титановых минералов (в частности, сфена) терригенный материал играл подчиненную роль, а сфен возникал, главным образом, в процессе разложения органики. Последняя, с одной стороны, была источником титана, а с другой — разлагаясь, создавала в ряде случаев среду, благоприятную для выпадения TiO_2 из циркулирующих растворов. Стягивание титана к некоторым участкам могло усиливаться местами явлениями собирательной кристаллизации. Титан, связанный с органикой, в значительном количестве поступал в средне-плиоценовый бассейн с Русской плиты с водами палео-Волги, палео-Урала, а также с Большого и Малого Кавказа — с водами палео-Куры. В современный Каспий, по данным В. Е. Артемьева [2], с Русской плиты поступает в год около $9 \cdot 10^6$ т $C_{орг}$, а с учетом горных рек, несущих $C_{орг}$ в меньших количествах, общее содержание поступающего в Каспий аллохтонного $C_{орг}$ составляет не более $30 \cdot 10^6$ т. Однако следует учитывать и автохтонную органику, т. е. органическое вещество, развивающееся в самом бассейне (бактерии, фитопланктон, зообентос и др.). По мнению С. В. Бруевича [3], в современном Каспии годовая продукция органического вещества составляет $134 \cdot 10^5$ т сухого остатка.

Что касается глинистых минералов, в частности монтмориллонита, на глубинах 5, 6, 9 и 10 км в ходе эксперимента фиксируется как бы индивидуализация отдельных зерен этого минерала сотовидного сложения.

На гранулометрию (структуру) исследуемых пород также влияют процессы дорастания и обрастания, обуславливающие укрупнение зерен и некоторую потерю плотности. В процессе дорастания кластические зерна являются как бы «затравкой», вокруг которой образуются каемки того же состава, что и само зерно, с кристалликами той же оптической ориентировки, что и классическое зерно-за-



Фиг. 3. Глинистые минералы и физические параметры исходных и деформированных образцов ПТ нефтегазопородных районов Апшеронский, Нижнекуринский и Бакинский архипелаг
1 — гидрослюда; 2 — монтмориллонит; 3 — коэффициент пористости; 4 — коэффициент проницаемости. Смешанослойные минералы: Г—М — гидрослюдисто-монтмориллонитовые; М—Г — монтмориллонит-гидрослюдистые; М—Х — монтмориллонит-хлоритовые

травка. Такие каемки дорастания фиксируются реже и наблюдаются вокруг кварца, полевых шпатов и кальцита.

Чаще встречаются каемки обрастания, отличающиеся по своему минеральному составу от обрастаемого ими минерала. Эти каемки обычно представлены кальцитом, лимонитом, пиритом, хлоритом, глауконитом, сфеном, кремнистыми и другими образованиями.

Для большинства исследователей основанием прогнозирования разуплотненности пород на пока еще не вскрытых бурением глубинах свыше 6 км служит сохранение на этих глубинах монтмориллонита.

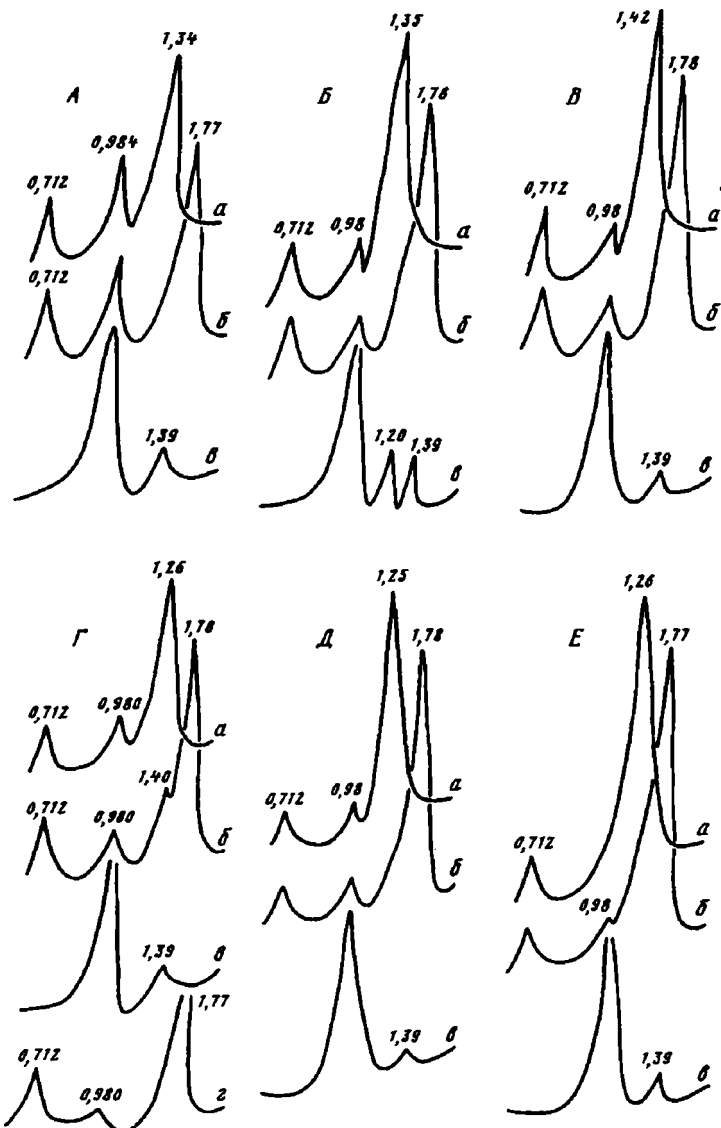
С целью выяснения поведения глинистых минералов и их генезиса (в частности, монтмориллонита) изученные нами песчаники и глины до и после каждого эксперимента с различными термодинамическими условиями подвергались исследованию методом рентгеновской дифрактометрии. Результаты анализа полученных данных, составившие основу наших представлений о генезисе монтмориллонита, приводятся ниже.

Песчаники изучены нами по образцам из разрезов месторождений Кюрсанга (Нижнекуринский нефтегазопородный район) и Песчаный-дениз (Апшеронский нефтегазопородный район).

По месторождению Кюрсанга изучены песчаники из разрезов скважин 407 и 426 (см. табл. 3 и фиг. 3 и 4).

В обр. 3 из скв. 426 в термодинамических условиях глубины 8 км содержание монтмориллонита по сравнению с исходным образцом возросло от 50—60% (натриевой разности) до 70% и более, а гидрослюд, наоборот, уменьшилось от 5 до 20%. В обр. 1 из той же скважины, подвергнутом в эксперименте термодинамическим напряжениям глубины 10 км, значительно (до 80%) возрастает значение Na-монтмориллонита, а гидрослюды, каолинит и хлорит фиксируются в виде небольших примесей (см. фиг. 4).

В обр. 3 из скв. 407 после экспериментов в условиях глубин 7 и 8 км содержание Na, Ca-монтмориллонита возрастает в первом случае от 40—50 до 60% глинистого цемента, а во втором — превышает 70% и относится к кальциевой разности (см. фиг. 4). Смешанослойное образование монтмориллонит-хлоритового ряда, составляющее на глубине 7 км 5—10%, после испытания в термодинамических условиях глубины 8 км уменьшается до следовых количеств.



Фиг. 4. Дифрактограммы фракции <1 мкм глинистого цемента песчаников из разрезов скважин 407 (А, Б, В) и 426 (Г, Д, Е) газонефтяного месторождения Кюрсангя
 А — глубина (реальная) 3500—3505 м; Б — глубина (экспериментальная) 7 км; В — глубина 8 км; Г — глубина 2990—3000 м; Д — глубина 8 км; Е — глубина 10 км. Дифрактограммы образца: а — воздушно-сухого; б — насыщенного глицерином; в — нагретого до 580° С; з — обработанного соляной кислотой

Глины изучены нами (см. табл. 4) по образцам из разрезов площадей Гызылагач (Нижекуруинский нефтегазоносный район), Локбатан-дениз (Апшеронский нефтегазоносный район) и месторождений Сангачалы- и Булла-дениз (нефтегазоносный район Бакинский архипелаг).

По площади Гызылагач в исходном обр. 4 из скв. 4 содержалось 40—50% Са-монтмориллонита и 20—30% гидрослюд. После эксперимента с условиями глубины 10 км содержание гидрослюд уменьшилось на 5—10%, а монтмориллонита увеличилось на 5%; одновременно появляется хлорит, почти отсутствующий в исходном образце, а смешанослойные образования хлорит-монтмориллонитового ряда исчезают. Фактические данные по количественному соотношению описанных

Площадь	Номер скважины (номер образца)	Глубина, м	Содержание, %				
			Гидрослюда	Монтмориллонит	Каолинит	Хлорит	Смешанослойные глинистые образования
Песчаники							
Кюрсангя	426(3)	2990—3000	15—20	50—60	10—15	Следы — 5	5(М—Г)
	426(3)	8000	5—10	70	10—15	Следы — 5	
	426(1)	10000	Следы — 5	80	5—10	Следы — 5	
	407(1)	3500—3505	25—30	40—50	10—15	Следы — 5	5(М—Х)
	407(4)	7000	10—15	50—60	10—15	5—10	5—10 (М—Х)
	407(5)	8000	5—10	65—75	15—20	Следы — 5	Следы
Глины							
Гызылагач	9(4)	2980—2985	20—30	40—50	10—15	Следы — 5	5(Г—М)
	9(4а)	10000	15—20	45—55	10—15	5—10	5(Х—М)
Локбатан-дениз	3(1)	5491—5500	65	15	15	5	
	3(2)	9000	40	45	10	5	
Сангачал-дениз	550(1)	5591—5594	45	35	15	5	
	350(2)	9000	40	30	15	5	
	25(4)	3300—3303	35—40	40	15	5	
	25(1)	6000	30—35	35—40	5—10	5	5(М—Г)
	25(3)	8000		40—45	10—15	5	5(Х—М)

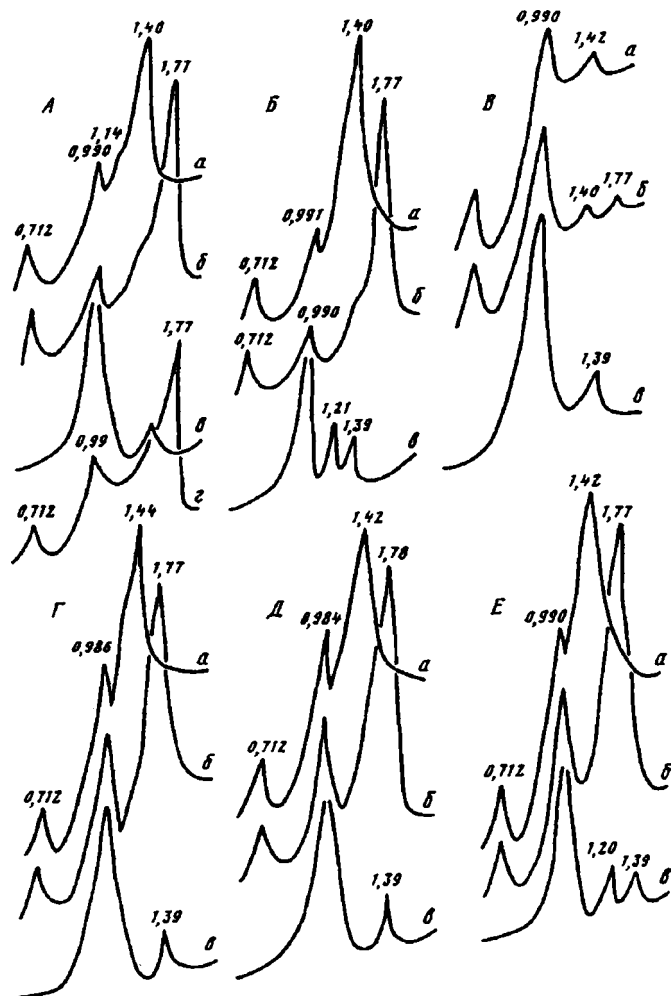
минералов в исходном образце глины и в ней же после эксперимента свидетельствуют о сокращении доли минералов с жесткой кристаллической решеткой и сохранении количества набухающей составляющей.

По площади Локбатан-дениз исходный обр. 1 из скв. 3 отмечен большим содержанием гидрослюда (65%) и значительно меньшим монтмориллонита и каолинита (по 15%) и хлорита (5%). После эксперимента в условиях глубины 9 км содержание гидрослюд значительно уменьшилось, а монтмориллонита возросло на 30%. Таким образом, данные и по этому образцу глины подтвердили возможность перехода гидрослюда в монтмориллонит (табл. 5 и фиг. 5).

По месторождению Сангачалы-дениз эта особенность не только не отмечается, а, наоборот, после экспериментального преобразования исходного образца в условия глубины 9 км количество гидрослюд увеличивается на 5%, в то время как содержание Na-монтмориллонита на столько же уменьшается. Количество остальных глинистых минералов в результате эксперимента не изменяется.

Подтверждением этому служат и данные по месторождению Булла-дениз: в изученном обр. 1 из скв. 25 после эксперимента с условиями глубины 6 км произошло незначительное (в интервале следы — 5%) уменьшение как гидрослюда, так и монтмориллонита и появились смешанослойные глинистые образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава; после испытания образца в условиях глубины 8 км по сравнению с исходным образцом присутствие монтмориллонита увеличивается до 45%, количество гидрослюда уменьшается, а появившиеся на глубине 6 км смешанослойные образования переходят в образования хлорит-монтмориллонитового ряда с содержанием до 5%.

Наглядным свидетельством трансформации гидрослюд в монтмориллонит служит и расшифровка микрофотографий сколов кернов образцов глин, взятых из разрезов больших глубин структур Бакинского архипелага, подтвердившая этот переход по периферии или в массе минерала. В шлифах, как отмечалось нами,



Фиг. 5. Дифрактограммы фракции <1 мкм глинистых пород площади Гызылагач (скв. 9, А, Б), газонефтяного месторождения Локбатан (скв. 3, В, Г) и газоконденсатного месторождения Булла-дениз (скв. 25, Д, Е)

А — глубина (реальная) 2980—2985 м; Б — глубина (экспериментальная) 10 км; В — глубина 5491—5500 м; Г — глубина 9 км; Д — глубина 3300—3303; Е — глубина 8 км. Остальные условные обозначения см. на фиг. 4.

в образцах глин после экспериментов в условиях больших глубин фиксировалась индивидуализация зерен (Кюрсангя, скв. 426, глубины 5 и 10 км; Гызылагач, скв. 9, глубина 10 км; Локбатан-дениз, скв. 3, глубина 9 км; Булла-дениз, скв. 25, глубина 6 км с сотовой текстурой), отмеченная и на микрофотографиях сколов. Жесткие условия экспериментов изменили и гранулометрию глин, обусловив их шероховатость и тонкозернистость.

Возможность перехода гидрослюд в монтмориллонит не противоречит и логике процесса. Почему в начале, т. е. в верхней части ПТ до какой-то глубины, под влиянием геостатической нагрузки и постепенного повышения температуры происходит уплотнение глин и постепенный переход монтмориллонита в гидрослюды, а затем этот процесс прекращается, после чего происходит инверсия, т. е. породы не только перестают уплотняться, но начинают испытывать разуплотнение? Мы согласны с тем, что этому способствуют аномально высокие пластовое и поровое давления; вместе с тем, на наш взгляд, разуплотнению пород и обратимости

трансформации (в смысле перехода уже гидрослюд в монтмориллонит) способствуют и процессы растворения в связи с постепенным ужесточением с глубиной термодинамических условий. Под влиянием последних в раствор могут переходить не только легкорастворимые, но и устойчивые и весьма устойчивые минералы, к которым, кроме глинистых, относятся кварц, плагиоклазы, слюды и др.

По данным Е. С. Кабановой [7], за одно и то же время количество выщелоченного кварца при температуре 50° С в 1,7 раза выше, чем при температуре 25° С. К. Б. Краускопф [29] указывает, что растворимость аморфной кремнекислоты линейно зависит от температуры: при 0° С аморфный кремнезем растворим до 60—80 мг/л, при 25° С — до 100—140 мг/л, а при 85—90° С — до 300—380 мг/л. Японские ученые Г. Окамото, О. Такеши и Г. Катсуме [32] показали влияние температуры и щелочно-кислотных свойств раствора на растворимость аморфного кремнезема с повышением температуры растворимость SiO_2 резко увеличивается, составляя ~700 мг/л при 155° С и ~900—1100 мг/л при температуре 20° С; при этом щелочно-кислотные свойства (рН) растворов по мере повышения температуры сказываются на растворимости все более ощутимо. Р. Сивер [33] отмечает, что растворимость кварца, измельченного до 0,002—0,005 мм, при 125° С составляет 94—104 мг/л, а растворимость кварцевых песчаников, измельченных до 100—200 меш, под атмосферным давлением и при температуре 95° С варьирует в интервале 380—430 мг/л. Г. В. Ферберн [21] при получении синтетического кварца выявил, что с увеличением давления растворимость кварца резко повышается.

З. А. Кривошевой и Б. А. Соколовым [9] показано, что в температурном интервале 60—120° С и на глубинах 1,7—3,0 км (что соответствует уровню среднего катагенеза) происходит переход связанной воды в свободное состояние. При этом последняя приобретает агрессивные свойства, заключающиеся в повышенной растворяющей способности благодаря изменению свойств структуры и присущей ей протонизации. Образование воды, трансформированной из связанной в свободную, нарушает равновесие между поровыми водами и вмещающими их глинистыми породами. В результате в раствор переходят не только легкорастворимые соли, находящиеся в порах пород в твердом состоянии, но и некоторые труднорастворимые минералы, такие как кварц, а также полевые шпаты, слюды, кальций и др. Доказательством неустойчивости пород в зоне аномального разуплотнения глин на стадиях раннего и среднего катагенеза является исчезновение рассеянных в породе пелитоморфных и тонкозернистых скоплений кальцита и появление более зернистых и менее плотных (как бы расцементированных) песчаников.

Как отмечает В. Н. Холодов [26, 27], исчезновение рассеянного карбонатного материала в глинистых толщах может осуществляться в случаях их повышенной проницаемости. В исследованных нами флюидоупорах проницаемость связана с трещинной тектоникой, фиксируемой, наряду с разломами, почти во всех нефтегазоносных структурах.

Все эти процессы, доказывающие возможности растворения весьма устойчивых (кварц) и устойчивых (полевые шпаты, слюды) минералов, описывались нами для подтверждения возможной трансформации алюмосиликатов на больших глубинах (до 10 км) в монтмориллонит и гидрослюд, также относящиеся к весьма устойчивым минералам. При этом, как указывалось выше, происходит вынос из гидрослюды калия и замена его Na, Ca или Mg. Этот процесс не исключает наличия на больших глубинах высокопластичных глин, связанных с незавершенностью постдиагенетических трансформаций разбухающего минерального вещества. Более того, он не исключает благоприятности физико-химической обстановки даже в соответствующих жестких термодинамических условиях проведенных экспериментов для перехода неразбухающей гидрослюды в монтмориллонит, тем более что количества последнего в образцах, подвергнутых экспериментам, в ряде случаев возрастают. Учитывая обратимость процесса (т. е. возможность монтмориллонитизации гидрослюды) и возможную незавершенность

постдиагенетических трансформаций минерального вещества разбухающих глин, можно говорить о длительном существовании в катагенезе глинистых флюидоупоров в глубокопогруженных интервалах, а именно на глубинах 10 км и более. Это позволяет с уверенностью прогнозировать наличие всех необходимых благоприятных условий для концентрации нефтегазовых залежей в ПТ на глубинах более 10 км, где трансформация гидрослюд в разбухающий минерал не исключается.

Таким образом, проведенные лабораторные исследования образцов пород до и после экспериментов с моделированием термодинамических условий больших (4,5—10 км) глубин подтвердили развитие вторичного монтмориллонита в глубокопогруженных интервалах ПТ, наряду с которым в процессе разуплотнения имеют место и другие структурно-минералогические преобразования, способствующие сохранению на изученных глубинных надежных флюидоупоров. Последнее в сочетании с благоприятными породами-коллекторами, аномально-высокими поровыми и пластовыми давлениями, способствующими сохранению нефтегазовых залежей, позволяют прогнозировать наличие промышленных скоплений нефти и газа на глубинах 10 км и более в среднеплиоценовых отложениях изученных нефтегазоносных районов Восточного Азербайджана.

* * *

1. Экспериментальные исследования пород-коллекторов и флюидоупоров на специальной лабораторной установке, воспроизводящей различные жесткие термодинамические условия еще не вскрытых бурением глубин 6—10 км, позволили выявить механизм происходящих изменений структуры и минерального состава изученных пород и прогнозировать их состояние на глубинах 10 км и более.

2. Показано, что терригенные породы основных нефтегазоносных районов Восточного Азербайджана, отобранные из интервала глубин 3—6 км и подвергнутые искусственной деформации в термодинамических условиях, близких к пластовым для глубин 6—10 км, проявляют способность к разуплотнению со вторичным развитием пористости и проницаемости: в образцах песчано-алевритовых пород-коллекторов относительный прирост коэффициента пористости по сравнению с исходным составил 2,2—5,0%, а проницаемость возросла в 1,6—8,9 раза, а в образцах глинистых пород-флюидоупоров относительный коэффициент пористости колебался в интервале 23—84%.

3. Комплексное изучение литологических параметров (структуры и минеральный состав) предпринятое с целью выяснения причин разуплотнения в деформированных образцах, выявило:

— во всех деформированных образцах происходят структурные изменения, отвечающие увеличению содержания песчаного материала и соответственно уменьшению содержания глинистой составляющей в песчаниках и уменьшению содержания глинистой фракции за счет увеличения алевритовых компонентов в глинах;

— структурные преобразования являются следствием перекристаллизации, растворения, выщелачивания, процессов дорастания и обрастания кластических зерен, образования вторичных минералов;

— в процессе перекристаллизации пелитоморфный и зернистый кальцит переходит в более крупные зерна этого минерала; то же самое следует сказать и о землистых (пирит, гидротроилит) и пелитоморфных титанистых образованиях и сульфидах; наблюдается развитие идиоморфных зерен доломита по пелитоморфному кальциту, а также индивидуализация глинистых зерен в виде монтмориллонита из «сплошной» глинистой массы;

— с повышением температуры существенно усиливается процесс растворения и выщелачивания не только легкорастворимых солей, находящихся в твердом состоянии в порах пород, но и таких устойчивых минералов, как кварц, полевые шпаты и слюды, чему способствует и переход в температурном интервале 60—120° С

связанной воды в свободное состояние, сопровождающийся повышением растворяющей способности последней;

— уменьшение, вплоть до полного исчезновения, в искусственно деформированных образцах количества пелитоморфных и тонкозернистых скоплений карбонатного, титансодержащего, сульфидного и кремнеземистого материала является доказательством протекающих в этих образцах процессов растворения и выщелачивания;

— в искусственно деформированных образцах по количественному соотношению наглядно показано увеличение содержания монтмориллонита за счет уменьшения содержания гидрослюд, что также связано с отмеченным выше процессом растворения, касающегося и глинистых минералов. Устойчивость последних с повышением температуры и сопутствующего агрессивного воздействия воды ослабевает, что обеспечивает переход жестких минералов в разбухающие, способствующие разуплотнению пород.

4. Развитие перечисленных выше процессов в глубоко- (в интервале 4,5—6,0 км) и сверхглубокопогруженных (свыше 6,0 км) комплексах Восточного Азербайджана способствует сохранению благоприятных флюидоупоров и коллекторов на глубинах не менее 10 км.

5. Все изложенное выше является еще одним критерием оценки высокой перспективности глубоко- и сверхглубокопогруженных комплексов Восточного Азербайджана и прилегающей акватории Южного Каспия в смысле поисков в них промышленных нефтегазовых скоплений.

Список литературы

1. Алиев А. И., Багир-заде Ф. М., Буниат-заде З. А. и др. Месторождения нефти и газа и перспективные структуры Азербайджанской ССР Баку: Элм, 1985. 108 с.
2. Артемьев В. Е. Органический углерод и углеводороды в устьях рек Южных морей СССР//Литология и полез. ископаемые. 1981. № 3. С. 142—147.
3. Бруевич С. В., Аничкова Н. И. Химия речного стока Каспийского моря//Тр. Каспийской комиссии. Вып. XIV. 1941. С. 55—170.
4. Буряковский Л. А., Джеванишир Р. Д. Взаимосвязь и взаимовлияние трансформации глинистых минералов с термобарическими условиями недр//Геохимия. 1986. № 4. С. 512—521.
5. Гулиев И. С., Павленкова Н. И., Раджабов М. М. Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины//Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 130—135.
6. Иманов А. А. Экспериментальная установка для комплексного исследования механических и физических свойств горных пород при высоких термодинамических условиях//Тр. АЗНИИТИ. 1984. № 96. С. 108—109.
7. Кабанова Е. С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах//Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 351—359.
8. Коссовская А. Г. Фациально-минералогические типы продуктивной толщи Азербайджана//Изв. АН СССР. 1952. № 4. С. 17—42.
9. Кривошеева З. А., Соколов Б. А. Образование нефтяных залежей в глинистых толщах в результате процесса разуплотнения//Геология нефти и газа. 1980. № 1. С. 26—30.
10. Мехтиев Ш. Ф., Пашалы Н. В. Литология среднеплиоценовых отложений Южного Каспия и их корреляция//Литология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 56—72.
11. Мехтиев Ш. Ф., Буниат-заде З. А., Нариманов А. А. О возможной нефтегазоносности сверхглубокозалегающих горизонтов Западного шельфа Южного Каспия//Изв. АН Азербайджанской ССР. Сер. Наук о Земле. 1982. № 1. С. 3—10.
12. Мехтиев Ш. Ф., Салаев С. Г., Буниат-заде З. А., Нариманов А. А. Геологические предпосылки выявления глубокопогруженных нефтегазовых залежей в Южном Каспии//Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Азернешр, 1984. С. 103—125.
13. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1964. 357 с.
14. Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Т. 2. М.: Недра, 1968. 568 с.
15. Пашалы Н. В., Хейров М. Б. Глинистые минералы продуктивной и красноцветной толщ мелководных зон Южного Каспия//Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 19—29.

16. *Пероэио Г. Н.* О привносе вещества при эпигенезе//Вопросы литологии и палеогеографии. Новосибирск: Изд. СНИИГГИМС, 1970. С. 69—79.
17. *Преображенский И. А.* Определение пористости нессыпучих пород//Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1931. № 1. С. 7—11.
18. *Преображенский И. А., Саркисян С. Г.* Минералы осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1954. 464 с.
19. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 200 с.
20. *Фролов В. Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд-во МГУ, 1984. 304 с.
21. *Ферберн Г. В.* Синтетический кварцит//Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 25—38.
22. *Хеиров М. Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 8. С. 144—151.
23. *Хеиров М. Б., Халилов И. Ю.* Исследование особенностей плиоценовых и постплиоценовых отложений площади Булла-море//Азерб. нефт. хоз-во. 1981. № 1. С. 52—61.
24. *Хеиров М. Б.* Катагенез глинистых отложений и пропозирование АВПоД и АВПД до бурения скважины//Азерб. нефт. хоз-во. 1987. № 4. С. 5—10.
25. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3—22.
26. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 2//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15—33.
27. *Холодов В. Н.* К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 3—25.
28. *Черников О. А.* Преобразование песчано-алевритовых пород и их пористость. М.: Наука, 1969. 121 с.
29. *Krauskopf K. B.* Dissolution and precipitation of silica at low temperatures//Geochim. et cosmochim. acta. 1956. № 1/2. P. 1—27.
30. *Mekhtiev Sh. F., Buniat-zade Z. A., Dadgiev F. W.* Evolution and Hydrocarbon occurrences in the Great South-Caspian depression//Geodynamic evolution of sedimentary basins//Internat. Sympos. Abstr. and Programme. M. JGIRCJ, VNIGNJ and IFP. 1992. P. 87.
31. *Foster M. D.* The relation between «illite», Beidellite and montmorillonite (2-nd nat. conf., 1955). 1954. P. 386—397.
32. *Okamoto G., Takeshi O., Katsume G.* Properties of silica in water//Geochim. et cosmochim. acta, 1957. V. 12. № 1/2. P. 321—343.
33. *Siever R.* Silica solubility 0—200° C and the diagenesis of siliceous sediments//Geology. 1962. V. 70. № 2. P. 127—150.

Поступила в редакцию
2.02.93 г.

© 1994 Лисицин А. К.

ЭКЗОГЕННЫЕ УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — ВОЗМОЖНЫЕ МЕСТА ЗАХОРОНЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Проанализированы геологические и геохимические условия сохранения экзогенных месторождений урана как ближайших аналогов могильников радиоактивных отходов и на этой основе уточнены геолого-геохимические критерии выбора мест для безопасного захоронения таких отходов в недрах земли.

Выделение геологических формаций и блоков пород, пригодных для безопасного захоронения радиоактивных отходов (РАО), а также и стабильных токсичных отходов промышленного производства, должно основываться, очевидно, на доказательствах отсутствия у них массообмена с дневной поверхностью. С геологической точки зрения этой цели может служить исследование условий нахождения сохранных, т. е. не имеющих прямых признаков на дневной поверхности, залежей полезных ископаемых в качестве аналогов могильников, а с геохимической — обоснование природных условий, неблагоприятных для миграции радиоактивных и токсичных компонентов промышленных отходов. Из месторождений твердых полезных ископаемых ближайшими аналогами могильников промышленных отходов с геоэкологической точки зрения являются экзогенные месторождения, поскольку они представляют собой продукты компактного захоронения в недрах результатов экзогенной дифференциации вещества в природе. Сохранные нефтегазовые залежи и места нахождения седиментационных подземных вод являются аналогами хранилищ отходов в жидком виде. Для могильников РАО основной интерес представляют геологические условия сохранения экзогенных месторождений урана.

Рассмотрение месторождений радиоактивных руд в качестве природных аналогов могильников РАО показывает достаточно высокие защитные свойства геологической природы. Об этом свидетельствуют ограниченные размеры измененных пород и ореолов рассеяния химических элементов от природного ядерного реактора на месторождении Окло в бассейне Франсвилль (Габон), функционировавшего в протерозое в течение сотен тысяч лет [20], результаты специального изучения докембрийских урановых месторождений в бассейне р. Алигейтор в Австралии [16, 21] и месторождения Сигар Лейк в Канаде [19], мезозойских месторождений ураноносных песчаников рудного пояса Грант в США [18], кайнозойского месторождения Тоно в Японии [22], а также и наш опыт изучения современных и древних экзогенных эпигенетических урановых месторождений [3, 10].

Кроме того, опыт глубинных поисков рудных месторождений [6] показывает, что залежи, перекрытые наносами мощностью свыше 20—30 м, а часто и в первые метры, обнаруживаются только с помощью бурения и по косвенным геофизическим и геохимическим признакам. Первичные и вторичные, остаточные

Генетическая группа месторождений	Число месторождений	Число изолированных от поверхности месторождений	Процент изолированных месторождений
Эндогенная	54	14	26
Промежуточная	8	5	62
Экзогенная	66	54	82
Все месторождения	128	73	57

и наложенные твердые, жидкие и газовые ореолы рассеяния рудных месторождений имеют ограниченную протяженность.

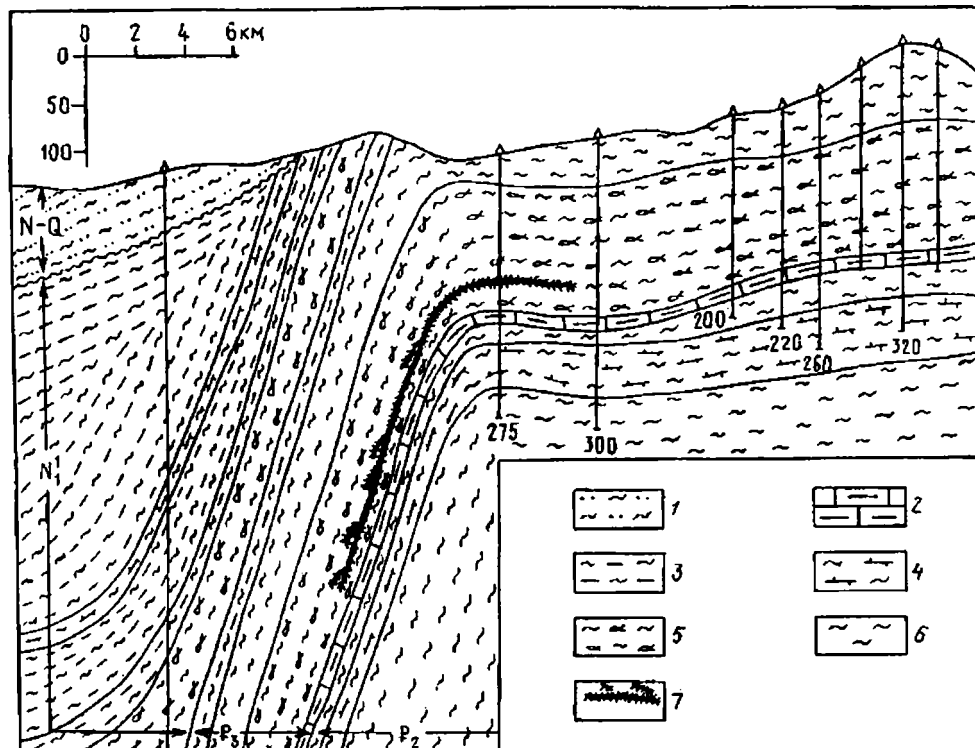
Приведенные в таблице результаты анализа проявленности наиболее известных урановых месторождений России, Украины, Казахстана, Узбекистана, Кыргызстана и Таджикистана показали следующее. Из общего числа 128 месторождений, рассмотренных с этой точки зрения, более половины (57%) полностью изолированы от земной поверхности. Среди эндогенных месторождений только 14 из 54, т. е. 26%, не образуют на поверхности Земли геохимических аномалий, прямо связанных с рудной минерализацией, а экзогенные месторождения без прямой связи рудной минерализации с земной поверхностью составляют 54 из 66, т. е. 82%. Среди месторождений, имеющих неоднозначную или промежуточную генетическую природу (с признаками существенного проявления и эндогенных и экзогенных факторов), 5 из 8 изолированы от поверхности Земли. Допуская возможность неодинаковой генетической интерпретации отдельных месторождений разными исследователями и колебания в связи с этим некоторых численных значений, нельзя однако сомневаться в принципиальном отличии экзогенных месторождений от эндогенных по степени их проявленности на земной поверхности и соответственно в лучшей изолированности экзогенных месторождений.

Полученные результаты согласуются и с самыми общими геологическими соображениями. Экзогенные месторождения, представляя собой продукты дифференциации вещества земной коры под влиянием экзогенных факторов, сохраняются в недрах в условиях из геологической изоляции и геохимической консервации преимущественно в осадочно-породных бассейнах, т. е. в депрессионных структурах, тогда как эндогенные месторождения связаны с областями тектономагматической активизации, вызывающей резкую дифференциацию рельефа с последующей его эрозией. Естественно, что вероятность выведения мест рудообразования к земной поверхности у этой группы месторождений существенно больше.

Среди экзогенных месторождений урана принято выделять две группы: сингенетические концентрации, образованные вместе с вмещающими породами, и эпигенетические, образованные в результате привноса рудообразующих элементов в сформированные осадки и породы подземными водными растворами [2, 3, 9]. Геологические обстановки локализации сингенетических урановых месторождений вследствие плохой проницаемости рудовмещающих пород являются аналогами хранилищ твердых и отвержденных отходов. Эпигенетические же месторождения формируются в водопроницаемых слоях и трещинных зонах и в определенных условиях могут быть аналогами мест для захоронения отходов и в жидком виде.

На фиг. 1—3 приведены конкретные примеры геологических разрезов урановых месторождений, не проявлявших себя геохимическими аномалиями на земной поверхности.

Разрез Степновского месторождения (см. фиг. 1) служит примером экзогенного седиментационно-диагенетического месторождения, «законсервированного» в мощной глинистой толще олигоцен-нижнемиоценового возраста. Залежи металлонос-

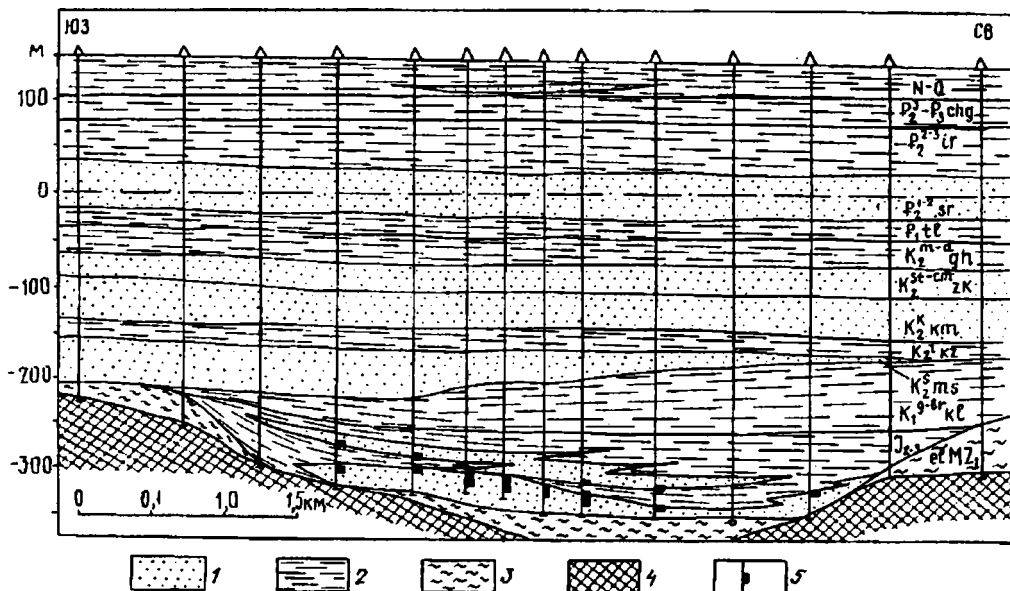


Фиг. 1. Схематизированный разрез Степновского месторождения (Ергенинский рудный район). По А. С. Столярову

1 — песчано-глинистая толща; 2 — карбонатный алевролит; 3 — алевролитистая глина; 4 — карбонатная глина; 5 — глина с рыбными остатками (чешуя, костный детрит); 6 — глина; 7 — рудная залежь костного детрита рыб

ного костного детрита рыб в нижней части ритма алевролитоглинистой толщи олигоцена вскрыты бурением на доступных глубинах в пределах приподнятого Элистинского блока Карпинского в Ергенинском рудном районе [15]. В восстановительной обстановке глин с повышенными концентрациями сульфидной серы фосфатное вещество костного детрита рыб сконцентрировало редкоземельные элементы, уран и скандий до значений промышленно-рудных концентраций. В ассоциации с дисульфидами железа постоянно присутствуют никель, кобальт, молибден, рений, встречаются медь, цинк, свинец, мышьяк. В глинистом веществе всегда содержится скандий. Указанная полиэлементная ассоциация была сконцентрирована и надежно законсервирована в спокойной гидродинамической обстановке относительно глубоководных отложений в десятках километров от береговой зоны островных массивов внешней зоны шельфа олигоценового моря.

Подобные седиментационно-диагенетические накопления урана в черных глинах и сланцах [2], месторождения ураноносных фосфоритов [8] обычно надежно изолированы в песчано-глинистых осадочных формациях и потому не оказывают заметного влияния на окружающую обстановку до их выведения на дневную поверхность. В зоне же поверхностного окисления седиментационно-диагенетические концентрации радиоактивных элементов оказывают влияние на окружающую среду главным образом путем преобразования первичных минеральных форм в новообразованные с ограниченным расширением объема из распространения и формирования солевых потоков рассеяния рудной минерализации, подобно тому как это наблюдалось при вскрытии Мелового месторождения на Мангышлаке.



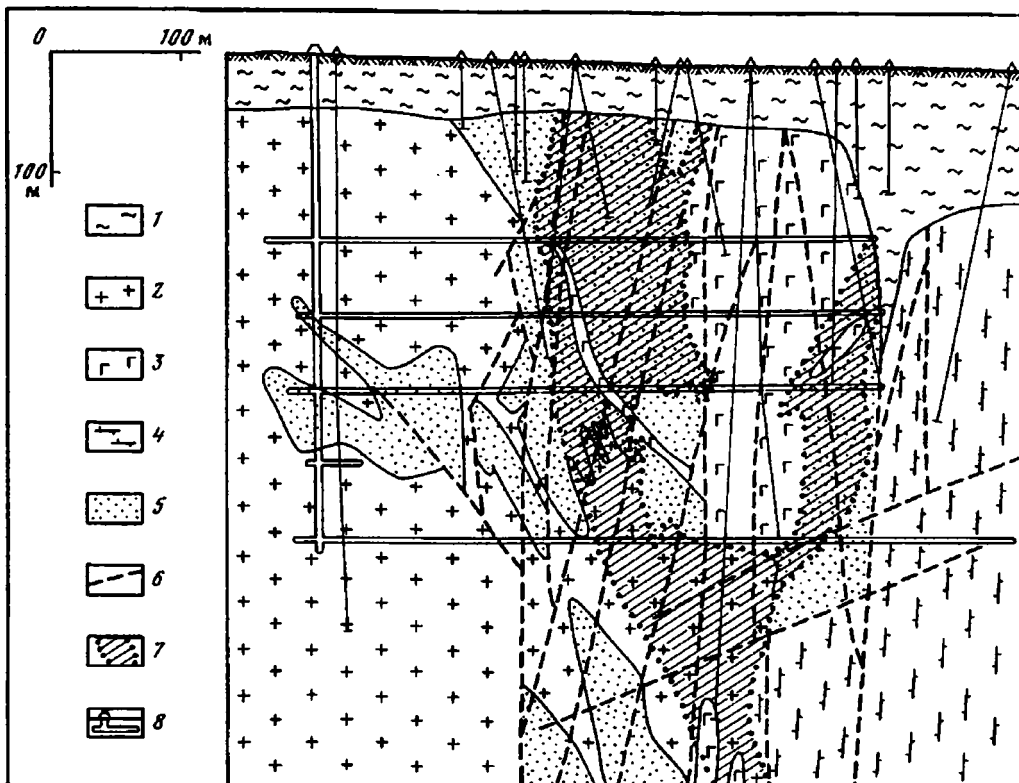
Фиг. 2. Схематизированный разрез Далматовского месторождения (Зауралье) [12]
 1 — водопроницаемые преимущественно терригенные породы; 2 — водонепроницаемые, преимущественно глинистые отложения; 3 — продукты глинистой коры выветривания; 4 — породы литифицированного фундамента; 5 — рудные интервалы скважин

Экзогенные эпигенетические концентрации урана и сопутствующих химических элементов формируются инфильтрационными подземными водами преимущественно пластовых водоносных горизонтов. При этом наиболее общей геохимической причиной формирования рудоносных растворов является окислительное выщелачивание химических элементов из водоносных пород. Резкая смена окислительных условий на восстановительные в окончаниях зон пластового окисления приводит к осаждению из раствора химических элементов, образующих в низковалентном состоянии малорастворимые соединения. На восстановительном геохимическом барьере до значений рудных концентраций накапливаются селен, уран, рений, молибден, ванадий. Когда восстановительная обстановка создается сероводородом, происходит сопряженное накопление сульфидов свинца, цинка и некоторых других металлов, не изменяющих валентного состояния в природных условиях.

По влиянию на окружающую среду инфильтрационное рудообразование можно рассматривать как процесс очистки инфильтрационных подземных вод от тяжелых металлов, часть из которых, в частности селен, относится к высокотоксичным.

Формирование урановых месторождений рассматриваемого типа происходит при преобладании поступления в рудоносный горизонт окислителей над восстановителями, что выражается в разрастании зон пластового окисления, контролируемых проницаемостью пород. Изменение баланса поступления окислителей и восстановителей в сторону преобладания последних приводит к прекращению процесса рудообразования и консервации сформированного эпигенетического скопления в восстановительной геохимической обстановке [10]. Именно такие месторождения представляются наиболее близкими аналогами той геологической ситуации, в которой может быть обеспечено безопасное захоронение РАО.

Разрез Далматовского месторождения в Зауралье (см. фиг. 2) иллюстрирует именно такую геологическую обстановку гидродинамической изоляции рудомещающих палеодолинных отложений под трансгрессивно перекрывающими чс-



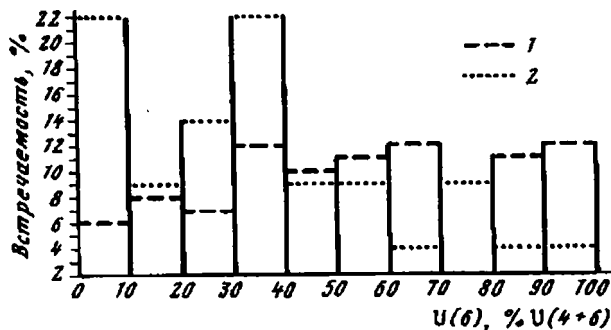
Фиг. 3. Схематизированный разрез Грачевского месторождения (Северный Казахстан). По А. Л. Горшкову и Е. А. Камболину

1 — глинистая кора выветривания мезозойского возраста; 2 — средне- и крупнозернистые лейкократовые и порфириовидные граниты; 3 — габбро; 4 — карбонатно-сланцевая толща вендского возраста; 5 — терригенная (кварцевая) толща венда; 6 — основные разломы; 7 — урановое оруденение; 8 — шахтные выработки

тырьмя континентальными и морскими водоупорными толщами, разделенными тремя водонапорными горизонтами. Надежная изоляция палеорусловых отложений от экосферы позволяет рассматривать эти отложения за пределами месторождения в качестве возможного коллектора как для отвержденных, так и для жидких отходов [12].

Экзогенное эпигенетическое оруденение Далматовского месторождения сформировано при прогрессивном развитии грунтово-пластового окисления аллювиальных водопроницаемых отложений, содержащих органические вещества гумусовой природы. При трансгрессивном перекрытии рудовмещающих пород существенно глинистыми водоупорными континентальными, а затем и морскими осадками прекращение поступления экзогенных окислителей привело к регрессии процесса окисления и к эпигенетическому восстановлению ранее окисленных пород.

Геохимическим признаком законсервированности уранового оруденения Далматовского месторождения является восстановительная геохимическая обстановка и отсутствие повышенных содержаний урана в подземных водах рудоносного горизонта. Но восстановительная обстановка не препятствует миграции радия и радона, поэтому концентрации их в пределах рудных тел достигают соответственно десятых долей нанограмм и тысяч эман в 1 л воды. Крайне замедленный водообмен (уклон пьезометрического уровня около 0,0003) определяет преиму-



Фиг. 4. Степень окисленности урана в рудных образцах Далматовского месторождения на фоне распределения степени окисленности урана в образцах из всех изученных позднеальпийских месторождений

1 — все месторождения; 2 — Далматовское месторождение

щественно диффузионный механизм миграции и перераспределения радиоэлементов. Различия геохимических свойств урана и радия вызывают здесь своеобразные нарушения радиоактивного равновесия. Значение коэффициента радиоактивного равновесия между ураном и радием ($K_{р.р.}$) в рудных пробах изменяется от 0,33 до 5,75. Дискретное распределение урановых минералов в породах с геохимической обстановкой, неблагоприятной для миграции урана и благоприятной для миграции радия, обусловило более узкие пределы вариации радиенности рудных образцов по сравнению с вариациями их ураноносности. Это привело к статистически большей вероятности проб со сдвигом равновесия в сторону избытка радия и к дефициту радия только в особенно богатых ураном образцах. Модальное значение $K_{р.р.}$ по сотням измерений в проницаемых рудных образцах составляет 1,08, а в относительно непроницаемых (сильно заглиненных) оно равно единице. Средневзвешенное значение $K_{р.р.}$ в объеме рудной залежи равно 0,992, т. е. практически единице. По выборке из 236 проб в которых $K_{р.р.}$ изменяется от 0,9 до 1,1, т. е. в пробах с минимальным диффузионным рассеянием радия спектральный изотопно-свинцовый возраст оруденения имеет модальное значение ~140 млн лет, что отвечает границе юрского и мелового периодов.

Пониженная окисленность урана в руде, часто составляющая только около 10% шестивалентного урана от его валового содержания, также согласуется с геологически длительным нахождением рудных тел в восстановительной геохимической обстановке, и отличается руды этого месторождения от позднеальпийских пластовых инфильтрационных месторождений с незавершенным рудообразованием [11], для которых в целом характерно равновероятное нахождение урана во всех степенях окисленности от U(4) до U(6). Это видно на фиг. 4 и объясняется сопряжением при рудообразовании на окончаниях зон пластового окисления процессов первичного привноса накапливающихся элементов фоновыми кислородсодержащими водами и окислительно-восстановительного переотложения ранее осажденного урана.

Разрез Грачевского месторождения в Северном Казахстане (см. фиг. 3) приведен в качестве характерного примера эндогенного месторождения, изолированного от земной поверхности. Гидротермальное урановое оруденение, локализующееся в сложнодислоцированных и метаморфизованных породах вендского возраста, частично эродировано и в последующем изолировано от земной поверхности экраном из глинистой коры выветривания мезозойского возраста и преимущественно глинистыми кайнозойскими осадками, перекрывшими рудомещающую толщу. Урановое оруденение было выявлено при каротаже гидрогеологической скважины, пройденной для водоснабжения.

Таким образом, результаты изучения урановых месторождений, которые не образуют ореолов рассеяния рудной минерализации, т. е. преимущественно эк-

зогенные месторождения, могут быть использованы для моделирования геологической обстановки безопасного захоронения радиоактивных отходов.

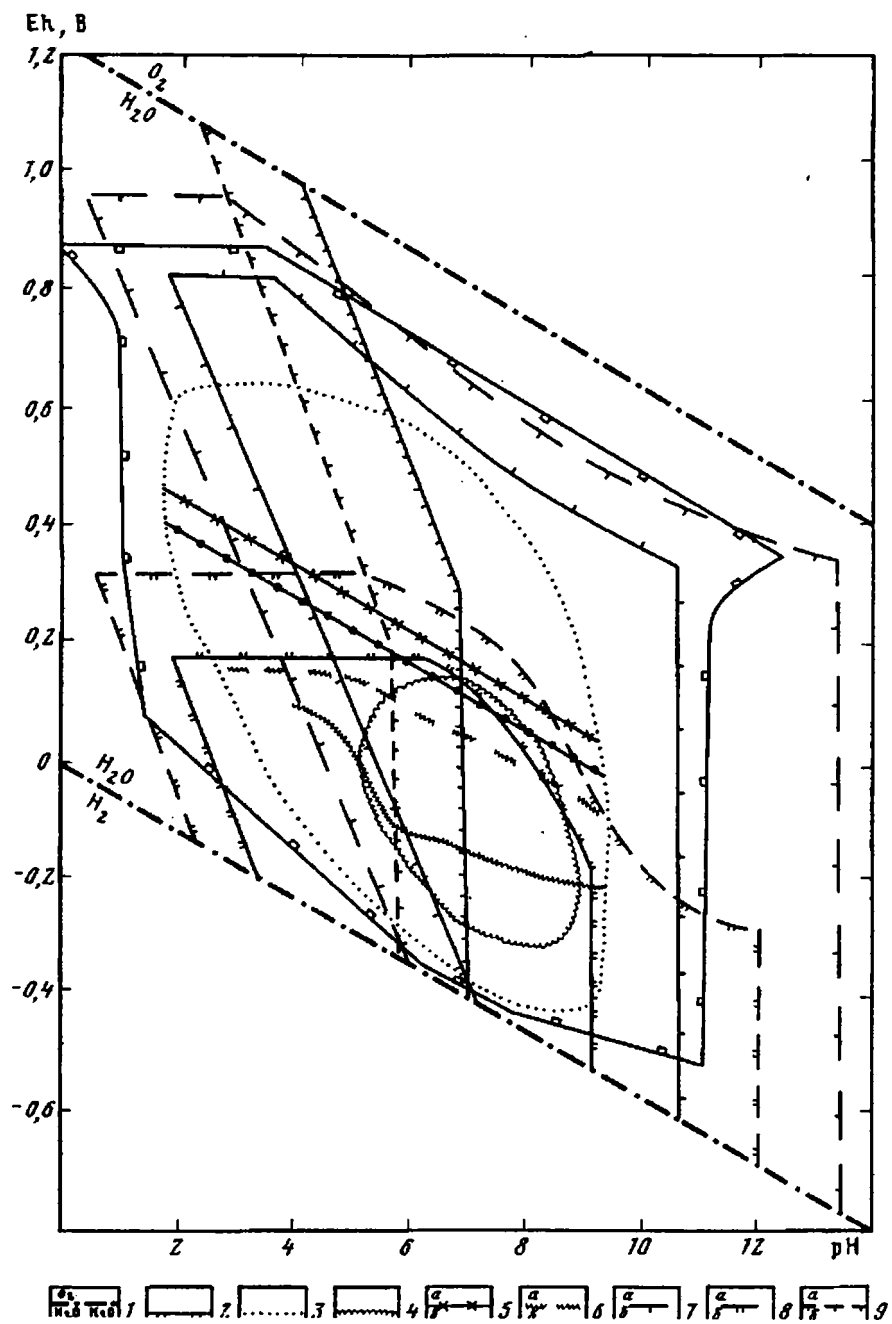
Для сохранения экзогенных месторождений урана необходимо устойчивое нахождение практически нерастворимых низковалентных соединений урана и сопутствующих ему химических элементов, т. е. восстановительная геохимическая обстановка. В пластовых рудоносных горизонтах за окончаниями зон окисления это также слабощелочная восстановительная обстановка, свойственная сероцветным породам, часто обогащенным органическим веществом, рассеянным и находящимся в виде локальных скоплений.

При обосновании геохимической обстановки, неблагоприятной для миграции РАО, прежде всего должны быть обеспечены условия, неблагоприятные для растворения и миграции наиболее опасных из долгоживущих радиоэлементов, к которым относятся трансурановые альфа-излучатели, такие как плутоний, нептуний и америций. Восстановительная слабощелочная гидрогеохимическая среда считается неблагоприятной для их миграции вследствие ничтожной растворимости их простейших оксидов [17, 24].

На фиг. 5 показаны поля устойчивости оксидов урана, плутония, нептуния и америция. Остаточные концентрации плутония, нептуния и америция приняты в интервале от 10^{-9} М (их предельно допустимой концентрации) до 10^{-12} М, что на три математических порядка меньше предельно допустимых концентраций этих элементов в питьевых водах и обеспечивает перестраховку и учет повышения растворимости оксидов при их аморфизации в условиях высокой радиоактивности. Граница начала окислительного выщелачивания урана подземными водами проведена для равновесной концентрации этого элемента в растворе, отвечающей его естественному рассеянию в гидросфере — 10^{-8} М. Здесь же показан интервал окислительно-восстановительной границы для железа в пластовых водоносных горизонтах, соответствующий интервалу равновесия дисульфида железа с оксидом и гидроксидом, контур поля подземных вод и рассолов в сероцветных породах районов экзогенных урановых месторождений, контур поля подземных вод во всяких породах районов изученных экзогенных месторождений и контур поля природных сред зоны гипергенеза.

Диаграмма показывает, что поле устойчивости оксидов четырехвалентного урана и важнейших трансурановых долгоживущих альфа-излучающих актинидов находится в резко восстановительной слабощелочной среде. На возникновение условий окислительного растворения в первую очередь реагирует уран, поэтому появление его аналитически определяемых концентраций можно использовать в качестве индикатора окислительной опасности прежде всего для нептуния, окислительное выщелачивание которого в околонеutralной среде приближено к окислительно-восстановительной границе для железа, а в щелочной и кислой начинается существенно раньше железа. На повышение кислотности раствора в первую очередь может реагировать америций, который при рН менее 7 способен переходить в раствор, при рН менее 6 — в концентрациях больше 10^{-12} М, а при рН менее 6 — в концентрациях более 10^{-9} М, т. е. превышающих предельно допустимые. Наиболее устойчив в твердой фазе диоксид плутония, который может переходить в подземные воды только в кислой, преимущественно восстановительной обстановке.

Исходя из термодинамических предпосылок, геохимическую безопасность для захоронения наиболее опасных из долгоживущих нуклидов может обеспечить геологическая среда, которая в условиях земной поверхности способна сохранить значения E_h равновесных растворов ниже $-150 \div -200$ мВ и рН более 7. При рН от 7 до 8 значение E_h допустимо повысить почти до нуля. Вместе с тем гидрогеологическая обстановка нахождения подземных вод первого цикла водообмена, в которой могут быть развиты хлоридные рассолы с высокими концентрациями щелочноземельных элементов, соответственно обладающие повышенной кислотностью, оказывается благоприятной для диффузионного рассеяния как трансуранов, так и продуктов деления типа стронция и цезия. С учетом геохи-



мической обстановки в глубоких водоносных горизонтах наиболее благоприятные для захоронения РАО геологические формации первого цикла водообмена, не содержащие рассолов повышенной кислотности.

Известно, что при смене окислительных условий на восстановительные из подземных вод последовательно осаждаются селен, уран, ванадий, рений, молибден. В сероводородной восстановительной обстановке образуются эпигенетические сульфиды железа, меди, кобальта, цинка, свинца, марганца, кадмия, сурьмы и других халькофильных элементов. В обогащенных сульфидными породах задерживаются также стронций и барий. По данным В. В. Буркова [4], аутигенными глинистыми минералами задерживаются щелочи (K, Li, Rb, Cs), редкоземельные элементы и скандий. Поэтому слабощелочная восстановительная обстановка оказывается неблагоприятной для миграции не только трансурановых элементов, но и большой группы продуктов деления урана.

Миграция радионуклидов облегчается в окислительной обстановке, особенно для анионогенных химических элементов и элементов-комплексобразователей, способных образовывать в растворе сложные комплексные формы, чаще также анионные, и прежде всего с такими лигандами, как гидроксил, карбонат и сульфат. Однако возможность гидролитического осаждения в окислительной обстановке такого широко распространенного элемента, как железо, а в аэрируемой щелочной среде также и марганца, приводит к соосаждению и сорбции гидроксидами железа и марганца широкого спектра химических элементов, в том числе и радионуклидов. Кроме того, радионуклиды хорошо сорбируются и другими гипергенными минералами, образующимися при химическом выветривании силикатов и алюмосиликатов. Поэтому изучение масштабов миграции радионуклидов в конкретной гидрогеологической обстановке требует специального гидрогеохимического анализа и оценки «сорбционной» или задерживающей способности водоносных пород, а также определения остаточных концентраций химических элементов, не задерживаемых геохимическими барьерами.

Таким образом, рассмотрение экзогенных месторождений радиоактивных руд в качестве природных аналогов могильников РАО, с учетом опыта изучения экзогенных эпигенетических месторождений [2, 3], опубликованных данных по эксплуатации водоносных горизонтов для захоронения жидких РАО [5, 7, 14] и материалов по гидрогеохимии актинидов [17, 24], позволяют уточнить основные критерии выбора геологических формаций для безопасного захоронения жидких и отвержденных радиоактивных отходов в породах осадочного чехла.

1. Для сооружения могильников РАО наиболее пригодны геологические структуры древних и в меньшей степени молодых платформ, характеризующиеся новейшей тенденцией к опусканию, невысокой сейсмичностью и низким тепло-энергетическим потенциалом, исключающим сколько-нибудь значительный конвективный тепло- и массоперенос по направлению к дневной поверхности. Для могильников отвержденных отходов наиболее благоприятны терригенно-глинистые

Фиг. 5. Положение полей устойчивости оксидов урана, плутония, нептуния и америция в поле природных сред зоны гипергенеза

1 — пределы термодинамической устойчивости воды в зоне гипергенеза; 2 — контур поля природных сред (по [1]); 3 — контур поля подземных вод районов экзогенных урановых месторождений (по [10]); 4 — контур поля подземных вод и рассолов в сероцветных осадочных породах районов экзогенных урановых месторождений; 5 — интервал окислительно-восстановительной границы для железа в пластовых водоносных горизонтах (а — равновесие FeS_2 с $\text{Fe}(\text{OH})_3$, б — равновесие FeS_2 с FeOOH); 6 — интервал равновесия оксидов урана ряда $\text{UO}_2 - \text{UO}_2\text{SO}_4$ с ураном, растворенным в подземных водах в интервале активностей растворенного урана от 10^{-6} М (а) до 10^{-8} М (б); 7 — интервал границ поля устойчивости PuO_2 с Pu^{4+} (левее поля устойчивости), с $\text{PuO}_3\text{HCO}_3^-$ (выше поля устойчивости) и с $\text{Pu}(\text{OH})_5^-$ (правее поля устойчивости при активностях растворенного плутония от 10^{-2} М (а) до 10^{-9} М (б), по данным К. Б. Краускопфа (по [24])); 8 — интервал границ поля устойчивости NpO_2 с Np^{3+} (левее поля устойчивости), с NpO_2^+ и $\text{NpO}_2(\text{CO}_3)_4^{5-}$ (выше поля устойчивости) и с $\text{Np}(\text{OH})_5^-$ (правее поля устойчивости) при активностях нептуния 10^{-12} М (а) до 10^{-9} М (б) [24]; 9 — интервал границ поля устойчивости AmO_2 с Am^{3+} (слева от поля устойчивости) в интервале активностей америция от 10^{-12} М (а) до 10^{-9} М (б) по [18]

осадочные формации минимальной проницаемости, а для жидких — водоносные комплексы нижнего гидродинамического этажа, в которых продолжительность цикла водообмена больше времени распада радионуклидов до предельно допустимых концентраций или до верхнего предела естественного радиоактивного фона.

2. В осадочном платформенном чехле земной коры геологическая продолжительность безопасного захоронения РАО обеспечивается в отложениях нижнего гидрогеологического этажа, в пределах которого горные породы насыщены водными растворами с минерализацией не меньше минерализации исходных седиментационных вод и имеющими восстановительную нейтрально-слабощелочную обстановку. В осадочнопородных бассейнах они приурочены к региональным водоупорным толщам в депрессионных структурах с сохранными залежами углеводородов и растворимых солей, не имеющими связей с земной поверхностью. Во всяком случае, на предполагаемом участке для захоронения должны отсутствовать гидродинамические, гидро- и атмосферические аномалии. Среди последних наиболее информативны гелиевые аномалии. Отсутствие гелиевых аномалий в подземных водах и в почвенном воздухе служит одним из наиболее надежных признаков изоляции экосферы от глубоких недр. Отложения нижнего гидрогеологического этажа на участках, не осложненных проницаемыми дизъюнктивами и другими каналами гидравлической связи с верхним гидрогеологическим этажом, обеспечивают надежное захоронение на многие миллионы лет.

Для перестраховки от непредвиденного возникновения проницаемого разлома и создания таким образом канала связи могильника с экосферой площади с пьезометрическими уровнями подземных вод глубоких горизонтов выше земной поверхности должны отбраковываться во избежание самоизлива подземных вод.

3. Захоронение на продолжительность в миллионы лет требуется прежде всего для наиболее опасных из долгоживущих альфа-излучающих актинидов — трансурановых элементов с периодами полураспада, измеряемыми тысячами и миллионами лет (изотопы плутония, нептуния, америция, кюрия и т. п.). Основные же продукты деления урана (изотопы рутения, стронция, цезия, церия, прометия, циркония, ниобия и др.), а также и такой хороший мигрант, как тритий, имеют периоды полураспада до нескольких десятков лет. Это определяет необходимость их надежной изоляции в пласте-коллекторе для распада до безопасных концентраций на продолжительность в тысячи лет. Более короткоживущие радионуклиды (с периодами полураспада до года) практически распадаются в пристанционных и заводских хранилищах и не нуждаются в захоронении в недра. Учитывая возможность фракционирования радионуклидов при их подготовке к захоронению, целесообразно отдельно оценивать геологические формации по их пригодности для захоронения радионуклидов с разной продолжительностью жизни.

4. Захоронение на тысячелетия обеспечивают не только геологические формации с водами и рассолами первого цикла водообмена, но и горные породы с замедленным водообменом (продолжительность одного цикла измеряется тысячами лет). Такую продолжительность обеспечивают осадочные геологические формации артезианских бассейнов с гидравлическим градиентом 0,00 и меньше. Предпочтительны участки с нисходящим стоком подземных вод по пластам-коллекторам, т. е. прилегающие к ядерным поднятиям и максимальное удаление от очагов разгрузки пластовых вод.

5. Наибольшую опасность в ближнем поле могильника РАО представляет тепловыделение высокоактивных отходов, активизирующее водообмен. Причем оно одинаково неблагоприятно как в хорошо проницаемых породах, так и в практически водонепроницаемых глинах, разогрев которых приводит к значительной метаморфогенной водогенерации в результате обезвоживания глинистых минералов. Учитывая это обстоятельство и невозможность полного исключения контакта воды с РАО в контейнерах при геологической продолжительности их нахождения в среде, химически агрессивной по отношению к материалу кон-

тейнеров, можно считать близкими условия обеспечения безопасности хранения отходов в отвержденном и в жидком видах. Поэтому наряду с обеспечением геолого-геохимической обстановки «консервации» РАО в недрах земли, глубина размещения тепловыделяющих отходов должна быть ниже критической для безопасного функционирования термоконвективной ячейки, вызванной местным разогревом этих отходов [13].

Статья подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Список литературы

1. Басс Бекин Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред//Геохимия литогенеза. М.: Изд-во Лит. 1963. С. 11—84.
2. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана: Условия образования. М.: Атомиздат, 1965. 308 с.
3. Батулин С. Г., Грушевой Г. В., Зеленова О. И. и др. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
4. Бурков В. В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных месторождений в корях выветривания//Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М.: Наука, 1988. С. 137—145.
5. Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков/Под ред. В. А. Грабозникова. М.: Недра, 1993. 335 с.
6. Глубинные поиски рудных месторождений. М.: ВИМС, 1968. 335 с.
7. Кедровский О. Л., Рыбальченко А. И., Пименов К. М. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов в пористые геологические формации//Атомн. энергия. 1991. Т. 70. Вып. 5. С. 298—303.
8. Коченов А. В., Мстиславский М. М., Столяров А. С. Ископаемые металлоносные залежи костного детрита рыб//Состояние и задачи Советской литологии. М.: Недра, 1970. С. 165—171.
9. Лавров Н. П., Рыбалов Б. Л., Величкин В. И. и др. Основы прогноза урановорудных провинций и районов. М.: Недра, 1986. 206 с.
10. Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.
11. Лисицын А. К., Зеленова О. И., Ганина Н. И. и др. Геохимические особенности рудных залежей на окончаниях зон пластового окисления терригенных сероцветных пород//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 49—61.
12. Лисицын А. К., Марков С. Н., Попонина Г. Ю. Далматовское месторождение в Зауралье как пример геологической ситуации, пригодной для безопасного захоронения радиоактивных отходов//Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 360—368.
13. Мальковский В. И., Пак А. А., Омельяненко Б. И., Дрожко Е. Г. Численное моделирование термоконвективного переноса подземными водами радионуклидов из скважинного хранилища высокорadioактивных отходов//Изв. РАН. Сер. Энергетика. 1993. № 3. С. 113—123.
14. Спицин В. И., Пименов М. К., Балукова В. Д. и др. Основные предпосылки и практика использования глубоких водоносных горизонтов для захоронения жидких радиоактивных отходов//Атом. энергия. 1978. Т. 447. Вып. 2. С. 161—168.
15. Столяров А. С., Ивлева Е. И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергелинского рудного района//Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 70—83.
16. Airey P. L., Duerden P., Roman D. et. al. The prediction of the long-term migration of radionuclides in the far field of high level waste repositories: results from the Alligator rivers natural analogue study//Geol. Dispos. High Level Radioact. Waster. Athens. 1987. P. 507—524.
17. Brookins D. G. Retention of transuranic and actinide elements and bismuth at the Oklo natural reactor, Gabon: application of Eh — pH diagrams//Chem. Geol. 1978. V. 23. P. 309—323.
18. Brookins D. G. Sandstone uranium deposits as analogs for SURF//Geol. Disposal High Level Rad. Wastes. Athens. 1987. P. 535—544.
19. Cramer J. J., Vilks P., Larocque J. P. A. Near-field analog features from cigar Lake uranium deposit//Natural Analogues in Radioactive Waste Disposal. L.: Gracham and Trotman, 1987. P. 59—72.
20. Gauthier-Lafaye F., Weber F., Ohmoto H. Natural fission reactor of Oklo//Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 2286—2295.

21. *Hardy C. I.* Research on uranium deposits as analogies of radioactive waste repositories//Proc. 6-th Pacif. Basin Nucl. Conf. Beijing. Sept. 7—11. 1987. P. 555—559.
22. *Kanai, Yutaka, Sakavaki et al.* Behavior of uranium series nuclides around the Tono uranium mine, Gifu Prefecture, and their usefulness as natural analogues//Bull. Geol. Surv. Japan. 1991. V. 42(5). P. 249—260.
23. *Krauskopf K. B.* Geology of High-level nuclear waste-disposal//Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 16. P. 173—200.
24. *Krauskopf K. B.* Thorium and rare-earth metals as analogs for actinide elements//Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 323—335.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1.II.1994

УДК 552.52 : 551.72(571.5)

© 1994 Ивановская Т. А.

**ГЛОБУЛЯРНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО
СОСТАВА В ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕБЕНГДИНСКОЙ СВИТЫ
(СРЕДНИЙ РИФЕЙ, ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)**

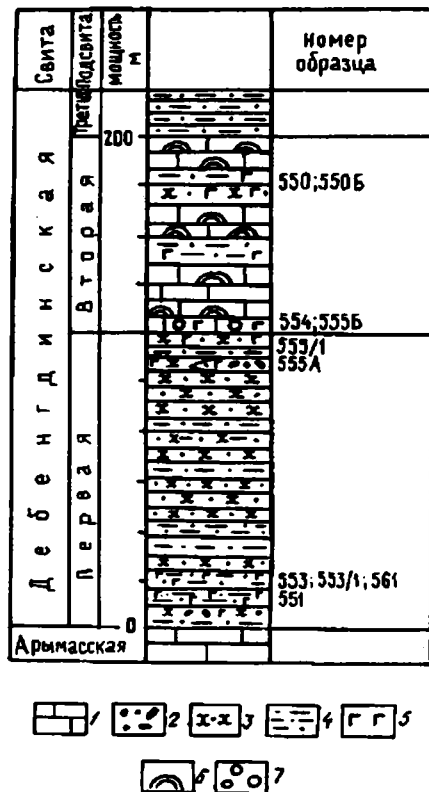
Впервые приведены минералогические характеристики глобулярных слоистых силикатов из среднерифейских отложений дебенгдинской свиты Оленекского поднятия. Показано, что наряду с Al-глауконитом, характерным для докембрийских (рифейских и вендских) пород, в разрезе встречен собственно глауконит. Выяснена высокая степень гетерогенности диоктаэдрических слюдистых минералов, которая проявляется как в разных плотностных фракциях одного образца, так и от образца к образцу.

Глобулярные диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты, как известно, характеризуются значительными колебаниями химического состава. Эти колебания обычно связывают с различными фациальными условиями образования минералов, с их постседиментационными преобразованиями, а также с общей направленной эволюцией состава рассматриваемых силикатов в ходе геологической истории [4, 5, 8, 9, 15—18, 21, 25, 29—32 и др.] Возрастная изменчивость состава глауконитовых минералов, по мнению ряда исследователей [9, 10, 12, 15, 17, 21, 25], наиболее ярко выражена в том, что в рифее и венде присутствуют лишь Al-аналоги глауконита, а в фанерозое развит собственно глауконит. При этом в одних случаях зависимость «состав — возраст» глауконита связывают с его катагенетической «иллитизацией» [10, 12, 25], а в других — со сменой первичного состава этого минерала на границе кембрия и докембрия в результате общих изменений параметров среды глауконитообразования [9, 17, 18]. Этим широко распространенным взглядам противоречат данные Т. А. Ивановской и С. И. Ципурского [7], которые показали, что в терригенно-глинистых породах нижнего рифея Анабарского массива (в усть-ильинской свите) глобулярные слоистые силикаты, как правило, двухфазные и преобладающей фазой в них является Fe-слюда или собственно глауконит, а в качестве второстепенной выступает Al-слюда (иллит). В предлагаемой статье описывается второй пример нахождения собственно глауконита в докембрии, а именно в дебенгдинской свите среднего рифея Оленекского поднятия. Материал, послуживший основой для написания данной статьи, собран автором во время полевых работ, проводимых совместно с сотрудниками КАГЭ № 3 З. Б. Флоровой и А. Г. Кацем, в 1987 г.

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глобули выделяли по методике, описанной ранее [20]. Их минералогическое изучение проводили оптическим, химическим, ИК-спектроскопическим и дифрактометрическими (рентген, электронография) методами. При этом особенно пристальное внимание уделялось сравнительному анализу зерен из разных плотностных фракций по возможности для каждого образца. Параллельно проводился структурно-минералогический анализ вмещающих пород, включающий рентгеновское изучение различных минералов.

Дебенгдинская свита на основании комплекса палеонтологических и изотопно-геохронологических данных отнесена к средней части среднего рифея [11, 24].



Фиг. 1. Строение двух нижних подсвит дебенгдинской свиты в изученных разрезах
1 — известняки; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глауконит; 6 — строматолиты; 7 — округлые стяжения

Полученные недавно изохронные К—Аг и Rb—Sr возраста описываемых глобуль, отобранных из нижней части свиты, равны соответственно 1265 и 1245 млн. лет [1] и подтверждают этот вывод.

Отложения дебенгдинской свиты представлены терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются пять подсвит [23]. К двум нижним подсвитам приурочены глобулярные слоистые силикаты, изученные в разрезах на реках Оччугуй-Сололи и Улахан-Сололи.

Первая подсвита мощностью 120 м и в том, и в другом разрезе сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями гравелистых терригенных пород, аргиллитов, а также строматолитовых известняков. Вторая подсвита мощностью 80 м состоит из строматолитовых известняков, среди которых в подчиненном количестве встречаются алевролиты и песчаники.

На р. Оччугуй-Сололи образцы отбирали в основании первой подсвиты (обр. 551), в 10—15 м выше по разрезу (обр. 561, 553, 553/1), а также в верхней части второй подсвиты (обр. 550, 550Б). На р. Улахан-Сололи глобули собраны в верхней части первой подсвиты (обр. 555А), а также в пограничных слоях первой (обр. 555/1) и второй (обр. 554, 555Б) подсвит дебенгдинской свиты (фиг. 1).

В изученных разрезах глобулярные слоистые силикаты встречаются в терригенных отложениях, среди которых выделяются гравелиты, разнозернистые песчаники и алевролиты, а также в известняках.

Наиболее грубозернистые терригенные разности представлены соответственно слоистыми разнозернистыми (от грубо- до мелкозернистыми) полевошпат-кварцевыми песчаниками, в разной степени обогащенными гравийным материалом (обр. 551), и

кремнистыми гравелитами, характеризующимися беспорядочной текстурой (обр. 555А). Гравий в этих породах размером от 1 до 10 мм не сортирован, средне- и слабоокатан, сложен в основном разноцветным халцедоном и кварцем; в подчиненном количестве встречаются обломки аргиллитов и кварцитов. В гравелистых песчаниках (обр. 551) цементация происходит как в результате конформации, регенерации и микростилитизации зерен кварца и полевых шпатов, так и благодаря заполнению порового пространства глинисто-слюдисто-кварцевым агрегатом, карбонатными и Fe-минералами (кальцит, доломит, гетит), а также за счет присутствия пленочного слюдистого цемента. В кремнистых гравелитах (обр. 555А) роль цемента выполняет, как правило, тонкозернистый глинисто-слюдисто-кварцевый агрегат. Среди акцессорных минералов встречаются гранаты пироп-альмандинового ряда, а также турмалин и Ti-минералы.

Глобули распределяются в породах послойно (обр. 551) и (или) хаотично; в гравелитах они встречаются в незначительных количествах (1—3%), в то время как в гравелистых песчаниках их содержание значительно выше (до 20%), но размеры несколько меньше.

Кроме гравелистых разностей среди терригенных пород встречены различные по гранулометрическим признакам песчаники — средне-крупнозернистые (обр. 550, 550Б), мелко-среднезернистые (обр. 555/1), разномзернистые (обр. 561), а также алевролиты (обр. 553, 553/1). Породы, как правило, слоистые: от грубых до тонких разностей. По составу обломочной части они преимущественно кварцевые с незначительной примесью полевых шпатов, которая увеличивается от песчаников к алевролитам. В цементе, наряду с кварцем и полевыми шпатами, которые образуют конформно-регенерационные и микростилитовые структуры, существенную роль играют карбонатные (кальцит, доломит), а также глинистые, слюдистые и реже железистые (гетит) минералы. При этом при замещении первичного цемента базальным пойкиллитовым кальцитом, породы приобретают облик вторичного известняка (обр. 550, 553/1). Глобули в прослоях более крупнозернистых разностей песчаников распределяются хаотично и их количество не превышает 3—5%. В более мелкозернистых песчаниках, а также в алевролитах содержание зерен колеблется от 1—2 до 10—20%. Они, как правило, подчеркивают слоистость, хотя нередко могут и не быть связанными с ней.

Глауконитсодержащие известняки пестроокрашены в зеленовато-розовато-серые цвета и образуют четкий маркирующий горизонт мощностью 0,5 м в основании второй подсвиты дебенгдинской свиты. Из этого горизонта по простиранию отобраны обр. 554 и 555Б в 500 м друг от друга. Известняки сложены округлыми стяжениями размером от 1 до 4 мм. Между этими стяжениями располагаются глауконитовые зерна, содержание которых составляет около 1—5%. В местах скоплений глауконита часто присутствует и обломочный кварц. Породы в разной степени перекристаллизованы (особенно стяжения) и стилитизированы.

Глинистая фракция (< 1 мкм), выделенная из гравелистых пород (обр. 551, 555А), а также из песчаников (обр. 550Б, 561), алевролитов (обр. 553) и известняков (обр. 554), представлена гидрослюдой разного состава (параметр элементарной ячейки b 8,99—9,06 Å) и в меньшей степени хлоритом. В качестве примесей, иногда довольно значительных, отмечаются кварц, полевые шпаты и кальцит.

Таким образом, изученные терригенные и карбонатные породы разреза, согласно данным [12—14, 27], в целом преобразованы на уровне глубинного катагенеза. На это указывают их текстурно-структурные особенности и минеральный состав глинистых фракций.

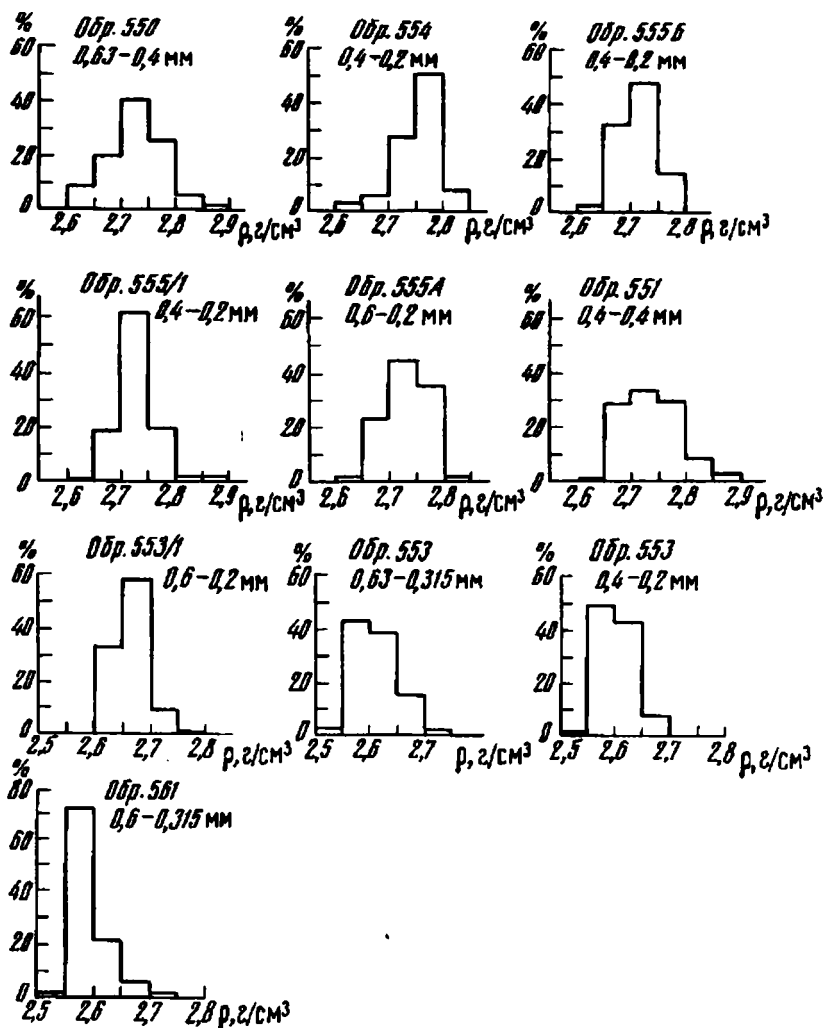
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

В изученных образцах зерна слоистых силикатов обладают глобулярной (овальной, округлой, почковидной, бобовидной), неправильной и реже таблитчатой формой. Цвет зерен меняется от светло- до темно-зеленого (почти черного) как от образца к образцу, так и от более легких к более тяжелым плотным

Таблица 1

Химический состав изученных образцов

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
550	0,63—0,4	2,7—2,75	51,19	9,59	16,95	3,24	3,05	0,36	0,09	7,31	5,73	2,35	99,86
550	0,63—0,4	2,75—2,85	51,19	8,55	17,40	4,16	3,03	0,48	0,19	7,56	5,24	2,26	100,07
550Б	0,63—0,4	2,75—2,8	51,24	9,20	17,96	3,00	2,89	0,57	0,09	7,54	5,49	2,11	100,10
550Б	0,63—0,4	2,8—2,85	52,00	9,42	15,78	4,34	3,05	0,32	0,09	7,55	6,49	1,26	100,30
554	0,4—0,2	2,75—2,8	50,41	11,28	16,83	2,29	2,68	—	0,28	7,78	5,90	2,29	99,74
555Б	0,4—0,2	2,65—2,8	50,56	11,98	15,98	1,78	2,88	0,51	0,20	7,87	5,51	1,92	99,19
555/1	0,4—0,2	2,65—2,7	50,63	12,05	15,36	2,16	2,73	0,48	0,14	7,19	5,58	3,19	99,51
555/1	0,4—0,2	2,7—2,75	50,27	12,65	16,06	1,23	2,61	0,33	0,28	7,74	6,54	2,06	99,77
555/1	0,4—0,2	2,75—2,8	51,54	10,65	15,53	3,36	2,79	0,42	0,38	7,19	5,59	2,63	100,08
555А	0,63—0,315	2,7—2,8	50,18	13,29	14,13	2,62	3,13	0,19	0,15	7,92	6,19	1,54	99,34
553/1	0,63—0,2	2,6—2,65	50,74	20,07	8,72	2,26	1,77	0,45	0,14	7,55	5,33	3,04	100,07
553/1	0,63—0,2	2,65—2,7	50,61	18,73	9,42	3,18	1,80	0,48	0,18	7,73	5,31	3,02	100,46
553/1	0,63—0,2	2,7—2,75	50,66	17,17	9,57	3,53	2,07	0,43	0,16	7,59	5,51	2,58	99,80
553	0,4—0,2	2,55—2,6	49,67	20,46	7,95	1,76	2,10	0,43	0,09	7,51	5,59	3,57	99,13
553	0,63—0,315	2,6—2,7	49,97	19,58	8,73	2,21	1,74	0,74	0,54	7,80	5,23	3,38	99,93
561	0,63—0,315	2,55—2,65	50,34	19,30	10,06	1,36	2,15	0,38	0,38	6,85	5,81	3,49	100,12
551	0,4—0,2	2,7—2,85	50,88	13,38	13,74	2,86	2,32	0,82	0,15	7,70	5,04	3,05	99,94



Фиг. 2. Гистограммы распределения глобуль по плотности

фракциям в каждом из них. Наиболее темно-зеленый цвет в целом характерен для обр. 550, 550Б, 555Б и 554, а также для относительно тяжелых ($> 2,7$ г/см³) плотностных фракций образцов 551 и 555/1. Таким зернам свойственны наиболее высокие содержания Fe_2O_3 и более высокие плотностные свойства (табл. 1). Более светлые зеленые тона с голубоватым оттенком характеризуют высокоалюминиевые образцы 553, 553/1. Желтоватые оттенки зеленого цвета, обусловленные развитием тонкодисперсного гетита на поверхности и/или внутри зерен, присущи обр. 561 и отдельным зернам обр. 555А.

По текстурным особенностям среди изученных зерен, как обычно для глобулярных слоистых силикатов глауконит-иддитового состава, отмечаются гомогенные и гетерогенные разности; среди последних интересны глобулы с крустификационными каемками (обр. 561, 553, 555/1, 550Б), иногда двойными.

Размер зерен в образцах колеблется от 0,63 до 0,2 мм, при этом наиболее крупные разности (0,63—0,4 мм) преобладают в обр. 550 и 550Б, а наиболее мелкие (0,315—0,2 мм) — в обр. 551, 554, 555Б, 555/1; в остальных развита главным образом размерная фракция 0,4—0,315 мм.

Плотность зерен изменяется от 2,55 до 2,85 г/см³, более легкие ($< 2,55$ г/см³)

и более тяжелые ($> 2,85 \text{ г/см}^3$) глобулы встречены лишь в виде очень незначительных количеств ($\sim 1\text{--}2\%$). Наиболее растянутые плотностные характеристики имеют обр. 550, 551 и 554, в остальных плотностной спектр несколько уже (фиг. 2). Зерна с плотностью в интервале от 2,55 до 2,65 и от 2,55 до 2,7 г/см^3 характеризуют обр. 561 и 553. Для обр. 553/1 плотностные свойства сдвигаются в сторону более тяжелых фракций ($2,6\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$) по сравнению с обр. 553, отобранным чуть выше по разрезу. Более высокая плотность ($2,65\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$) характерна для зерен обр. 550, 551, 555А, 555Б, 555/1 и 554; для последнего из них отмечается самый высокий плотностной спектр ($2,7\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$).

Дифракционные данные. Анализ ориентированных препаратов разных плотностных фракций зерен показал (табл. 2), что в каждом образце с увеличением плотности зерен концентрация смектитовых слоев уменьшается¹. При этом в одних образцах (550, 550Б, 551) зерна представлены собственно слюдитыми минералами, а в других (555Б, 555А, 553/1, 553, 561) — гидрослюдами (≤ 10 и $10\text{--}20\%$ разбухающих слоев соответственно). Кроме того, встречены также образцы (554, 555/1), в которых более легкие фракции сложены гидрослюдой, а более тяжелые — слюдитыми минералами (см. табл. 2).

На неориентированных дифрактограммах образцов фиксируются относительно невысокие модуляции в области рефлексов 02l, 11l. Степень дефектности слюд и гидрослюд оценивается, согласно работе [3], коэффициентом K , величина которого для изученных минералов близка и находится в пределах $0,3\text{--}0,4$. В этой же работе показано, что структура глауконита всегда дефектна, т. е. содержит то или иное количество дефектов упаковки и не отвечает принятой ранее идеализированной структуре политипной модификации 1М. Для характеристики реальной структуры глауконитовых минералов авторами [3] предлагается использовать символ 1Мd с указанием в скобках типа дефектов упаковки. В таком случае структура изученных образцов будет отвечать политипу 1Мd ($n 60^\circ$), где K равно $0,3\text{--}0,4$.

В области d (060) для обр. 553, 553/1 и 561 наблюдается рефлекс с d равным $1,506 \text{ \AA}$ (параметр $b = 9,036 \text{ \AA}$), а для остальных изученных образцов его значения увеличиваются до $1,508\text{--}1,512 \text{ \AA}$ (параметр $b 9,048\text{--}9,072 \text{ \AA}$). Эти данные подтверждаются также электронографическими исследованиями (табл. 2) и свидетельствуют о том, что изученные преобладающие плотностные фракции зерен представлены как собственно глауконитом, параметр b которого $\geq 9,06 \text{ \AA}$, так и его Al-разновидностью и иллитом (параметр $b < 9,06 \text{ \AA}$). Однако разделение слюдитых минералов по составу на основе величины параметра b носит достаточно условный характер [3] и должно прежде всего опираться на кристаллохимические критерии.

Кристаллохимические особенности. Усредненные формулы минералов рассчитывались по данным полных силикатных анализов (см. табл. 1) на основании предположения о постоянстве анионного каркаса $(\text{O}_{10}(\text{OH})_2)^{2-}$. Из данных табл. 3 видно, что в изученных образцах наблюдаются изоморфные замещения $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$ в октаэдрических позициях 2:1 слоев минералов. Так, содержание (ф. е.) Fe^{3+} колеблется от 0,98 до 0,43, а Al — от 0,47 до 1,26. Степень железистости n ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$) изменяется от 0,67 до 0,25. Это позволяет, согласно предложенной нами классификации [22]², среди слюдитых минералов по содержанию (ф. е.) Fe^{3+} и Al в октаэдрах и степени железистости выделить глауконит: $\text{Fe}^{3+} 0,88\text{--}0,98$, Al $0,47\text{--}0,73$ и Al-глауконит: $\text{Fe}^{3+} 0,43\text{--}0,76$, Al $0,77\text{--}1,26$. Степень железистости для них соответственно равна $0,67\text{--}0,55$ и

¹ Определение содержания разбухающих межслоев в диоктаэдрических слюдитых минералах приведено в работах [3, 19].

² В данной работе по соотношению Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях и степени железистости минералов выделяются: глауконит ($\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$, $n > 0,5$), Al-глауконит ($\text{Al} \geq \text{Fe}^{3+}$, $n = 0,5\text{--}0,25$) и иллит ($\text{Al} \gg \text{Fe}^{3+}$, $n < 0,25$).

Таблица 2

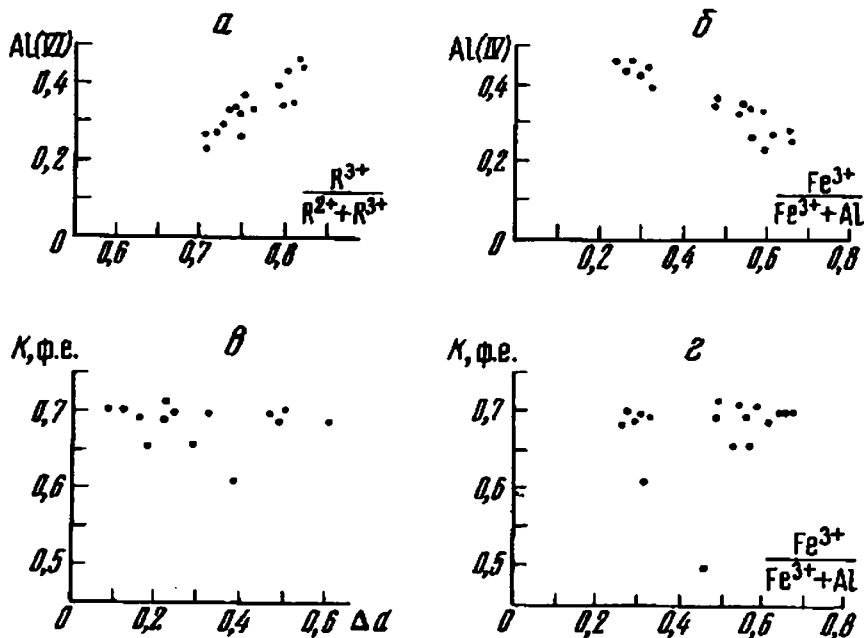
Параметры элементарных ячеек и рентгеновские данные изученных образцов

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	Параметры, Å				d (001), Å		Δd	Разбухающие слои, %	d(060), Å	Параметр b, Å
			a	b	c	β , градус	природный	насыщенный				
550	0,63—0,4	2,7—2,75	5,24	9,08	10,14	101,6	10,16	10,00	0,16	5—10	—	—
550	0,63—0,4	2,75—2,85	5,24	9,08	10,12	101,3	10,09	10,00	0,09	5	1,511	9,066
550Б	0,63—0,4	2,75—2,8	5,24	9,07	10,20	100,97	10,12	10,00	0,12	5—10	1,512	9,072
550Б	0,63—0,4	2,8—2,85	5,24	9,07	10,18	101,30	10,09	10,00	0,09	5	—	—
555Б	0,4—0,2	2,65—2,8	—	—	—	—	10,28	9,96	0,32	10—15	1,510	9,060
554	0,4—0,3	2,6—2,65	—	—	—	—	10,23	9,87	0,36	10—15	—	—
554	0,4—0,2	2,65—2,7	—	—	—	—	10,23	9,88	0,35	10—15	—	—
554	0,4—0,2	2,7—2,75	—	—	—	—	10,26	9,94	0,32	10—15	—	—
554	0,4—0,2	2,75—2,8	5,24	9,07	10,14	101,3	10,12	9,87	0,25	5—10	1,510	9,060
554	0,4—0,2	2,8—2,85	—	—	—	—	10,05	9,89	0,16	5—10	—	—
555/1	0,4—0,2	2,65—2,7	—	—	—	—	10,23	9,94	0,29	10—15	—	—
555/1	0,4—0,2	2,7—2,75	5,24	9,07	10,12	101,30	10,16	9,94	0,22	5—10	1,509	9,054
555/1	0,4—0,2	2,75—2,8	—	—	—	—	10,12	9,94	0,18	5—10	—	—
555А	0,63—0,315	2,7—2,8	—	—	—	—	10,09	9,83	0,26	10—15	1,508	9,048
553/1	0,63—0,2	2,6—2,65	—	—	—	—	10,45	9,83	0,62	15—20	1,506	9,036
553/1	0,63—0,2	2,65—2,7	—	—	—	—	10,35	9,87	0,48	15—20	1,506	9,036
553/1	0,63—0,2	2,7—2,75	—	—	—	—	10,23	9,91	0,32	10—15	—	—
553	0,4—0,2	2,55—2,6	5,22	9,04	10,17	101,5	10,40	9,91	0,49	15—20	1,506	9,036
553	0,63—0,315	2,6—2,7	5,22	9,04	10,16	101,5	10,40	9,89	0,51	15—20	—	—
561	0,63—0,315	2,55—2,65	—	—	—	—	10,28	9,89	0,39	15—20	1,506	9,036
551	0,4—0,2	2,7—2,85	—	—	—	—	10,07	9,83	0,24	5—10	1,509	9,054

Таблица 3

Кристаллохимические формулы минералов

Номер образца	Катионы		Тетраэдрические		Октаэдрические					Межслоевые			Степень железистости n	Заряды		
	размер зерна, мм	плотность зерна, г/см ³	Si	Al	Fe ³⁺	Al	Fe ²⁺	Mg	Σ	K	Na	Ca		тетраэдрические	октаэдрические	межслоевые
550	0,63—0,4	2,7—2,75	3,73	0,27	0,93	0,56	0,20	0,32	2,01	0,68	0,01	0,02	0,62	15,73	5,53	0,73
	0,63—0,4	2,75—2,85	3,74	0,26	0,96	0,47	0,25	0,33	2,01	0,70	0,03	0,04	0,67	15,74	5,45	0,81
550Б	0,63—0,4	2,75—2,8	3,72	0,28	0,98	0,51	0,18	0,31	1,98	0,70	0,01	0,04	0,66	15,72	5,45	0,79
	0,63—0,4	2,8—2,85	3,77	0,23	0,86	0,57	0,26	0,33	2,02	0,70	0,01	0,02	0,60	15,77	5,47	0,75
554	0,4—0,2	2,75—2,8	3,67	0,33	0,92	0,64	0,14	0,29	1,99	0,72	0,04	—	0,59	15,67	5,54	0,76
555Б	0,4—0,2	2,65—2,8	3,66	0,34	0,87	0,71	0,09	0,31	1,98	0,69	0,03	0,04	0,56	15,66	5,54	0,80
555/1	0,4—0,2	2,65—2,7	3,68	0,32	0,84	0,71	0,13	0,29	1,97	0,66	0,02	0,04	0,54	15,68	5,49	0,76
	0,4—0,2	2,7—2,75	3,65	0,35	0,88	0,73	0,07	0,28	1,96	0,72	0,04	0,03	0,55	15,65	5,53	0,82
	0,4—0,2	2,75—2,8	3,74	0,26	0,85	0,65	0,21	0,30	2,01	0,66	0,05	0,03	0,57	15,74	5,52	0,77
555А	0,63—0,315	2,7—2,8	3,64	0,36	0,76	0,77	0,16	0,34	2,03	0,73	0,02	0,01	0,49	15,64	5,59	0,77
553/1	0,63—0,2	2,6—2,65	3,56	0,44	0,46	1,22	0,13	0,19	2,00	0,67	0,02	0,03	0,27	15,56	5,68	0,75
	0,63—0,2	2,65—2,7	3,57	0,43	0,50	1,13	0,19	0,19	2,01	0,69	0,03	0,03	0,31	15,57	5,65	0,78
	0,63—0,2	2,7—2,75	3,61	0,39	0,52	1,07	0,21	0,21	2,01	0,69	0,03	0,04	0,33	15,61	5,61	0,80
553	0,4—0,2	2,55—2,6	3,54	0,46	0,43	1,26	0,10	0,22	2,01	0,68	0,01	0,03	0,25	15,54	5,71	0,75
553	0,63—0,315	2,6—2,7	3,54	0,46	0,47	1,18	0,13	0,18	1,96	0,70	0,07	0,06	0,28	15,54	5,57	0,89
561	0,63—0,315	2,55—2,6	3,56	0,44	0,54	1,17	0,08	0,23	2,02	0,62	0,05	0,03	0,32	15,56	5,75	0,73
551	0,4—0,2	2,7—2,85	3,67	0,33	0,74	0,80	0,17	0,25	1,96	0,69	0,03	0,06	0,48	15,67	5,46	0,84

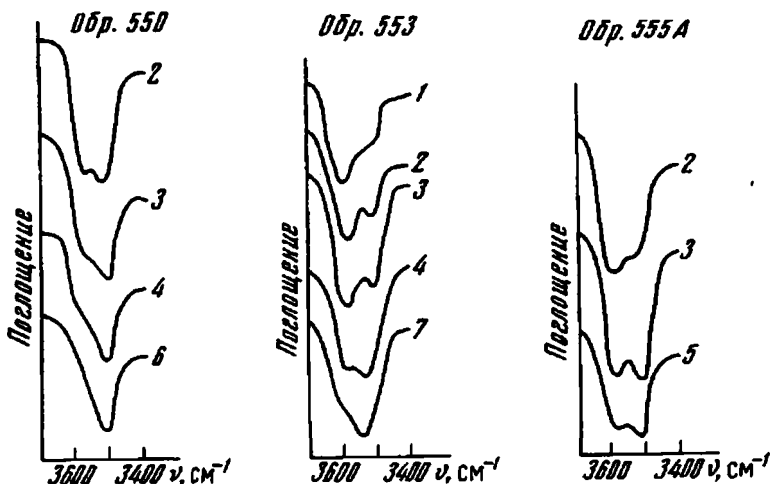


Фиг. 3. Зависимости: величины тетраэдрического заряда слоев от соотношения двух- и трехвалентных катионов в октаэдрических сетках (а), величины тетраэдрического заряда слоев от степени железистости (б), между содержанием калия в изученных минералах и долей разбухающих слоев в их структуре (в), между содержанием калия и степенью железистости (г)

0,49—0,25. Среди Al-глауконитовых минералов обр. 551 и 555А по степени железистости (0,48; 0,49) лежат в пограничной области с глауконитом ($n > 0,5$), а обр. 553 и более легкая плотностная фракция обр. 553/1 (0,63—0,2 мм; 2,6—2,65 г/см³), степень железистости которых равна соответственно 0,25—0,28, близки иллиту ($n < 0,25$).

Сравнивая разные плотностные фракции обр. 550, 550Б, 555/1, 553/1 и 553 (см. табл. 3), можно отметить следующее. В обр. 550, 553/1 и 553 наблюдается достаточно четкая зависимость увеличения содержания октаэдрического двух- и трехвалентного Fe и межслоевого калия с увеличением плотностных свойств глобуль. В обр. 555/1 такой зависимости нет, хотя и сохраняется общая тенденция, которая выражается в некотором возрастании степени железистости с увеличением плотности зерен. В образце 550Б при переходе от более легких к более тяжелым зернам содержание октаэдрического Fe^{3+} уменьшается, Fe^{2+} возрастает, а калий остается постоянным. Подобные результаты могут быть связаны с чисто аналитическими причинами, а не со свойствами зерен, а именно: в двух последних образцах разные плотностные фракции исследовались в разное время.

Гетеровалентные изоморфные замещения в окта- (Fe^{3+} , $Al \rightleftharpoons Fe^{2+}$, Mg) и тетраэдрических ($Si^{4+} \rightleftharpoons Al$) позициях 2:1 слоев минералов обуславливают их общий отрицательный заряд. Величина октаэдрического заряда изменяется от 0,25 до 0,55, а тетраэдрического — от 0,23 до 0,46. При этом для глауконитовых минералов характерен более высокий октаэдрический заряд по сравнению с тетраэдрическим, а в образцах Al-глауконита соотношение зарядов, как правило, меняется на обратное, либо они близки по величине. Исключение составляют лишь образцы Al-глауконита (551, 555А), степень железистости которых лежит на границе с глауконитом. В них, так же как и в собственно глауконите,



Фиг. 4. ИК-спектры изученных образцов
Плотностные фракции, г/см³: 1 — 2,55—2,6; 2 — 2,6—2,65; 3 — 2,65—2,7; 4 — 2,7—2,75; 5 — 2,7—2,8; 6 — 2,75—2,8; 7 — 2,75—2,85

октаэдрический заряд превышает тетраэдрический (см. табл. 3). Увеличение тетраэдрического Al в изученных образцах приводит, во-первых, к уменьшению двухвалентных катионов в октаэдрах (фиг. 3, а), а во-вторых, к уменьшению степени железистости минералов (см. фиг. 3, б).

Суммарный заряд 2 : 1 слоев варьирует от 0,73 до 0,89. Содержание калия в минералах лежит в пределах 0,66—0,73 ф. е. Исключением является лишь наиболее выветрелый обр. 561, в котором К составляет 0,62 ф. е.

Что касается зависимости содержания калия от смешанослойности слюдистых минералов, то таковой не наблюдается, как и было показано автором ранее для докембрийских минералов Al-глауконитового и иллитового составов [6]. Так, в изученных минералах, содержащих близкие концентрации калия в структуре (0,66—0,72 ф. е.), Δd варьирует в достаточно широких пределах, отвечающих концентрации разбухающих слоев от 5 до 20% (см. фиг. 3, в). Зависимости между степенью железистости минералов и концентрацией калия в структуре в изученных образцах также нет. Как видно на фиг. 3, г при незначительных колебаниях в содержании калия степень железистости минералов изменяется в очень широких пределах (0,25—0,67).

ИК-спектроскопические характеристики. ИК спектроскопическое исследование проводилось в области валентных колебаний ОН-групп для различных плотностных фракций в одних образцах (550, 551, 553, 553/1, 561, 555А, 555/1) и для преобладающих фракций — в других (554, 555Б, 550Б). Интерпретация спектров осуществлялась в соответствии с работой [2]. Выяснилось, что в обр. 550 и 555/1 в каждой плотностной фракции наблюдается сильная полоса поглощения в области 3510—3530 см⁻¹ ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}$) и слабая полоса в области 3580—3600 см⁻¹ (MgAl , Fe^{2+}Al). Последняя несколько усиливается в более легких фракциях (фиг. 4). Такое же соотношение интенсивностей полос, свидетельствующее о железистом (глауконитовом) составе диоктаэдрических слюдистых минералов, отмечается в обр. 554, 555Б и 550Б. В то же время для обр. 553, 553/1 и 561 полученные ИК-спектры имеют другие особенности. Так, для последнего из них разрешается одна сильная полоса с максимумом 3600 см⁻¹ для фракции 2,55—2,6 г/см³, а для зерен плотностью от 2,6 до 2,7 г/см³, наряду с вышеназванной близкой по интенсивности полосой, отмечается слабая полоса в интервале частот от 3510 до 3550 см⁻¹ ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}$; MgFe^{3+}). Такая картина характерна для диоктаэдрических слюд Al-состава (Al-глауконита, ил-

лита). В двух других образцах наблюдается постепенное изменение интенсивностей полос поглощения от более легких к более тяжелым фракциям (см. фиг. 4): в зернах плотностью 2,55—2,6 и 2,6—2,65 г/см³ сильная полоса фиксируется в области 3600 см⁻¹, а слабая — в интервале частот от 3510 до 3530 см⁻¹, в то время как для фракций 2,7—2,75 г/см³ соотношение полос меняется на обратное (обр. 553), либо они становятся близкими по интенсивности. Что касается обр. 551 и 555А, то их ИК-спектроскопические особенности сходны и также изменяются при переходе от более легких к более тяжелым глобулам (см. фиг. 4), в целом характеризуя слюдистые минералы, близкие по составу к глаукониту.

Как видно из приведенных данных, ИК-спектроскопические исследования не только подтвердили полученные кристаллохимические данные для преобладающих плотностных фракций изученных образцов, но и выявили в большинстве из них четкое изменение состава слюдистых минералов от более Al- к более Fe-разновидностям с ростом плотностных свойств зерен. Подобное изменение состава в одних образцах незначительно и лежит в пределах, отвечающих либо глаукониту (обр. 550, 555/1), либо его Al-разновидности (обр. 561, 553/1). В других образцах (555А, 551, 553) с увеличением плотности наблюдаются более широкие колебания состава (см. фиг. 4): от Al-глауконита до собственно глауконита. В этом случае преобладающие плотностные фракции представлены минералами, близкими по составу как к илиту (обр. 553), так и к глаукониту (обр. 555А, 551).

* * *

1. В среднерифейских отложениях дебенгдинской свиты Оленекского поднятия наряду с Al-глауконитом, характерным для докембрийских (рифейских и вендских) пород, встречен собственно глауконит. Этот минерал либо слагает образцы нацело, либо встречается в виде незначительной примеси, образуя наиболее тяжелые глобулы. Более легкие зерна в таких образцах представлены Al-разновидностью глауконита.

Ранее, как отмечалось выше, глауконит был обнаружен в породах нижнерифейской усть-ильинской свиты Анабарского массива. В связи с этим полученные нами данные требуют пересмотра представлений об обязательной приуроченности собственно глауконита к фанерозойским отложениям, и его Al-разновидности — к докембрию. Тем более, что в фанерозое описаны глобулярные слоистые силикаты с повышенным содержанием Al₂O₃ в юрских [17, 18], меловых [26], а также кембрийских [28] породах.

2. В разрезе нижней части дебенгдинской свиты четко выражена достаточно высокая степень неоднородности (гетерогенности) изученных глобулярных слоистых силикатов. Она проявляется в изменении физических свойств глобуль, в различии их дифракционных, химических и ИК-спектроскопических характеристик. Подобная высокая гетерогенность диоктаэдрических слюдистых минералов, отмеченная как от образца к образцу, так и в разных плотностных фракциях отдельного образца, описана в рифее впервые.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-9404).

Список литературы

1. Баскаков А. В., Горохов И. М., Ивановская Т. А. и др. Две стадии формирования аутигенных минералов в рифейских аргиллитах Восточной Сибири // Методы изотопной геологии (тез. докл.). СПб.: ГЕОХИ, ИГТД АН СССР. 1991. С. 23—25.
2. Дайняк Л. Г., Бессон Ж., Слошмская М. В. и др. Интерпретация ИК-спектров диоктаэдрических слюд в области валентных колебаний ОН-групп // Минерал. журн. 1987. Т. 9. № 1. С. 46—54.
3. Дриц В. А., Каменева М. Ю., Сахаров Б. А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкодисперсных филлосиликатов. Новосибирск: ВО «Наука» Сиб. издат. фирма, 1993. 200 с.

4. Горбунова Л. И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1950. Т. 70. № 5. С. 867—870.
5. Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы // Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. 1950. № 40. Вып. 114. С. 65—103.
6. Ивановская Т. А., Ципурский С. И., Яковлева О. В. Минералогия глобулярных слоистых силикатов рифея и венда Сибири и Урала // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 83—99.
7. Ивановская Т. А., Ципурский С. И. Первая находка глобулярного глауконита в нижнем рифее (Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 110—121.
8. Казаков Г. А. Глаукониты как геохимические показатели фациальных условий седиментогенеза // Геохимия. 1982. № 11. С. 1547—1560.
9. Казаков Г. А. Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород // Геохимия. 1983. № 12. С. 1670—1680.
10. Кац М. Я., Шутлов В. Д., Дриц В. А. и др. Факторы, определяющие аномальные значения абсолютного возраста глауконита // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 208—211.
11. Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
12. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 311 с.
13. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71—95.
14. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60—69.
15. Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. С. 345—379.
16. Лисицина Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 3—20.
17. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
18. Николаева И. В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 4—41.
19. Омеляненко Б. М., Воловикова И. В., Дриц В. А. и др. О содержании понятия «серицит» // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69—88.
20. Семихатов М. А., Горохов И. М., Ивановская Т. А. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 78—96.
21. Смуликовский К. О кристаллохимических свойствах глауконитов // Бюл. Польской АН. 1954. Отд. 4. Т. 2. Вып. 1. С. 39—42.
22. Ципурский С. И., Ивановская Т. А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 41—49.
23. Шенфильд В. Ю., Якишин М. С., Кац А. Г., Флорова З. Б. Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 20—36.
24. Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамина Э. А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
25. Шутлов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74—81.
26. Шутлов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 23—40.
27. Ялоскурт О. В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 151 с.
28. Berg-Madsen V. High-alumina glaucony from the middle cambrian of Oland and Bornholm, Southern Baltoscandia // J. Sediment. Petrol. 1983. V. 53. № 3. P. 875—893.

29. Buckley H. A., Easton A. J., Johnson L. K. Compositional variation in glauconite // Min. Mag. 1984. V. 48. № 1. P. 119—126.
30. Kohler E. E., Köster H. M. Mineralogy and chemistry of glauconites from Northwest Germany and Southeast Holland // Geol. Jahrb. 1982. D. № 52. P. 89—100.
31. Odin G. S., Matter A. De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. V. 28. № 5. P. 611—641.
32. Valetton I., Abdul-Razzak A. Glauconite der Oberkeide Nordwestdeutschlands // Mitt. Geol.—Paläontol. Univ. Hamburg. 1975. № 44. P. 537—556.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
30.VI.1993

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

© 1994 Буслаева Е. Ю., Новгородова М. И.

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ И ИХ МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ РУДНЫХ УЗЛОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Хромато-масс-спектрометрическими исследованиями хлороформенных битумоидов из углеродистых пород рудных районов Южного Приморья выявлено от 31 до 67 индивидуальных органических соединений. Выявлено сходство в составе алканов и ароматических соединений из осадочных толщ, гидротермально-метасоматически измененной породы и взрывчатой брекчии липарито-дацитов, а также вне зависимости от типа пород установлено обогащение растворимых битумоидов Ag, Au, Vg. Выдвигается представление о реювенации органического вещества, прошедшего стадию катагенеза, при метаморфизме зеленосланцевой фации.

Газообразные и жидкие углеводороды и битумы найдены во всех типах пород: осадочных, метаморфических и магматических, в кимберлитовых трубках, перматитах, гидротермальных образованиях и месторождениях [1]. Состав органических соединений более детально изучен в осадочных породах, служащих коллекторами нефти и газа [5]. В последнее десятилетие особое внимание привлекают терригенные и терригенно-осадочные углеродсодержащие породы с повышенными концентрациями рудогенных элементов (Au, W, Pt, Pd, U, Th и др.) вплоть до промышленных месторождений. Дискуссии относительно источника углерода в таких породах близки известным дискуссиям относительно био- или абиогенного происхождения нефти. Сторонниками абиогенной концепции в ее крайнем выражении, связывающем присутствие углеродистого вещества в минерализованных породах с поступлением углеводородов из мантийных источников, выдвигаются представления об углеродистом метасоматозе, предшествующем отложению руд [2, 8]. Состав органических соединений из таких пород при этом оставался неизученным и, соответственно, отсутствовал анализ биогенных меток, хорошо разработанных для нефтяных коллекторов [5].

Авторы поставили своей целью выполнить детальное исследование органической составляющей минерализованных пород полиметаллических районов Приморья, на примере которых ранее разрабатывалась гипотеза мантийного источника углерода в осадочных толщах [8].

Объектами исследований явились углеродсодержащие слабоминерализованные породы полиметаллических, серебро-полиметаллических и оловянных проявлений Южного Приморья, располагающихся в пределах Южно-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Металлогения, структурно-формационное расчленение и формации руд этого крупнейшего в Азии рудного узла с такими известными месторождениями бора и полиметаллов, как Дальнегорское, свинца и цинка (Николаевское, Советское, Верхний рудник и др.), олова (Кавалеровское и др.), неоднократно рассматривались в литературе.

Южно-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие характеризуется зональным строением магматических и рудных ареалов, проявляющимся в концентрическом и веерообразном расположении даек, экзотрузивов и рудных тел вокруг центральных кальдер или скрытых плутонов [7]. Периферическая зона сводового поднятия имеет дифференцированное блоковое строение. К одному из них, наиболее опущенному, приурочен Кавалеровский оловорудный район. Другие рудоносные зоны (скарново- и серебро-полиметаллические, боросиликатные) тяготеют к концентрической зоне проницаемости, расположенной по периферии ядра сводового поднятия, а также к осевой зоне проницаемости. Помимо крупных месторождений, территория насыщена мелкими проявлениями и зонами минерализации со свинцом, цинком, оловом, шеелитом и др., в распространении которых четкую роль играет структурный контроль.

Вмещающими породами являются песчаники, алевролиты с прослоями кремнистых пород и известняков мезозойского возраста. Обогащенные углеродистым веществом слабоминерализованные породы подразделены нами на три группы. К первой из них относятся песчаники с прослоями алевролитов и конглобрекчии с тонкими линзами углеродистого вещества; ко второй — брекчии окремненных углеродсодержащих алевролитов и сланцев в кварцевом цементе с незначительной вкрапленностью сульфидов, и к третьей — взрывчатая брекчия липарито-дацитов с кислым магматическим цементом, содержащем скопления углеродистого вещества в мелких полостях и секущих трещинах. Типичные представители углеродсодержащих пород из указанных трех типов приведены в таблице.

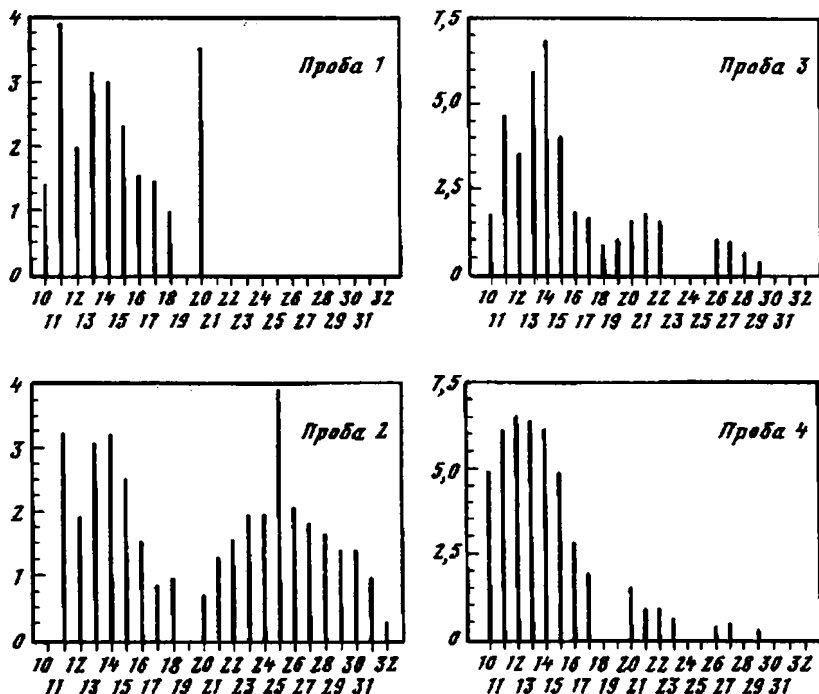
Методы исследования. Органическую составляющую извлекали методом горячей экстракции хлороформом (ч. д. а.). Экстракцию проводили в аппаратах Сокслета емкостью 500 мл. Чтобы избежать окисления и потерь наиболее летучих компонентов проб, а также полимеризации соединений с кратными связями, экстракты упаривали не досуха, а до объема 10 мл.

Хромато-масс-спектрометрическое исследование выделенных битумоидов проводили на приборе фирмы «Kratos» модель MS 25 RFA. Газовый хроматограф фирмы CarLo Erba тип кварцевой

Органические соединения в хлороформенном экстракте из углеродсодержащих пород рудных районов Южного приморья

Но- мер про- бы	Место взятия пробы	Характеристи- ка образца	C _{орг} , %	Количе- ство ор- ганиче- ских сое- дине- ний	Алканы	Галогенуглеводороды	Ароматические соединения	Карбоновые кис- лоты
1	Дальнегорский рудный район (Майминовск- ий участок)	Углеродсодер- жащие песча- ники с просло- ями алевроли- тов	4,48	52	C ₁₀ —C ₂₉	Тетрахлорэтан, пента- хлорэтан, гексахлор- этан, этиловый эфир 2- бром-3-метил-бутановой кислоты, хлорнафталин	Алкилбензолы, алкилнафталины, алкилант- рацен	C ₁₅ , C ₁₆ , фенант- ренкарбоновые кислоты (гидроал- килзамещенные)
2	Октябрьский рудный район	Осадочная конглобрекция	0,4—0,5	67	C ₁₁ —C ₃₂	Пентахлорэтан, гекса- хлорэтан, хлорнафталин	Алкилбензолы, нафталин, алкилнафталины, метилгидронафталины, метилбифенил, флюорен, тетрагидрофенантрен, антрацен, метил и фенилантрацены, пирен, трифени- лен, метилхризен, метилбензоантрацен, тет- рагидробинафталин, бензопирен, метилбен- зоацеантрилен, инденопирен	C ₁₈
3	Кавалеровский рудный район (ключ Потеря- ев)	Брекчия угле- родсодержащ- их алевроли- тов и сланцев в кварцевом цементе	1,56	31	C ₁₀ —C ₂₉	Гексахлорэтан, хлор- нафталин, 3-ме- тилбромбензол, тет- рабромэтан	Алкилбензолы, нафталин, алкилнафталины	C ₁₃
4	Шербаковский рудный район (участок Куль- кан)	Эксплозивная брекчия липа- рито-дацитов	0,18—0,28	36	C ₁₀ —C ₂₉	Гексахлорэтан, хлор- нафталин	Метилпропилбензолы, диэтилбензол, нафта- лин	—

Но- мер про- бы	Эфиры карбоновых кислот	Кислород-, азот-, сераоргани- ческие соединения	Накопление рудогенных элементов		
			в исходной породе	в хлороформенном экстракте	в спиртобензольном экстракте
1	—	Аминодибензофуран	Mo > Se = Ag > Au > U > Sb > > Cr > Ni > La = Zn = Sc = As > > Sm	Br > Ag > Au > Mo > Ni	Te > Hg > Se > Cr > Mo > Cu > > Mg > Fe
2	C ₁₅ , C ₁₇	Дибензотиофен, S ₆ , S ₈	Te > Sb > Se	La > Se	Te > Br > Hg > Zn > Se > Cr > > Mo > Ni > La > Ti > K
3	—	Аминодибензофуран	Te > Cs > Mo > W > Ag > Se > > Zn = Hf > Sb > As > La > Cr > H > Eu = Sm = Ta > V > > Th = Sc > Mn	Br > Se > Hg = Ag > As > Co	На уровне холостого опыта
4	—		Mo > Cs > As = W > Sb > Se = Hf = Zn > Cr > Th > Sc = H = M > La = Y = Eu > Co > Ta > > Sm	Br > Ag > Hg	Te > Br > Hg > Ag



Фиг. 1. Характер распределения алканов в битумоидах обр. 1, 2, 3, 4

капиллярной колонки WCOT FUSED SILICA, длина 25 м, внутренний диаметр 0,32 мм, внешний диаметр 0,45 мм; жидкая фаза — CP-Sil-5CB. Идентификация соединений осуществлялась методом сравнения масс-спектров с данными библиотечного каталога. Библиотечный поиск велся по значению m/z M^+ , по двум-трем максимальным сигналам в спектре методом тщательного автоматического поиска. В качестве признака надежной идентификации соединения принимали, сходимость $S \geq 80\%$.

Метод хромато-масс-спектрометрии, примененный для идентификации органических и элементно-органических соединений, имеет по сравнению с широко распространенными методами хроматографии и люминесцентно-битуминологического анализа, используемыми для тех же целей, свои преимущества и ограничения. Преимущества состоят в высокой чувствительности (до 10^{-11} г), информативности (возможности идентификации и определения структуры химических соединений), высокой скорости получения данных, а главное, в возможности анализа сложных смесей и образцов в любом агрегатном состоянии. Ограничение метода заключается в том, что с его помощью нельзя идентифицировать труднотлетучие или термически нестабильные вещества (соли, полимеры и др.).

Содержания микроразделов в исходных породах и экстрактах определяли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (аналитики Т. Д. Крылова, Г. Ч. Витоженц, ЦНИГРИ) на спектрометрической аппаратуре с полупроводниковым Ge-детектором с разрешением по j -линии $^{60}\text{Co} = 1332,5$ кэВ в 1,9 кэВ и многоканальным программируемым анализатором ИН-96.

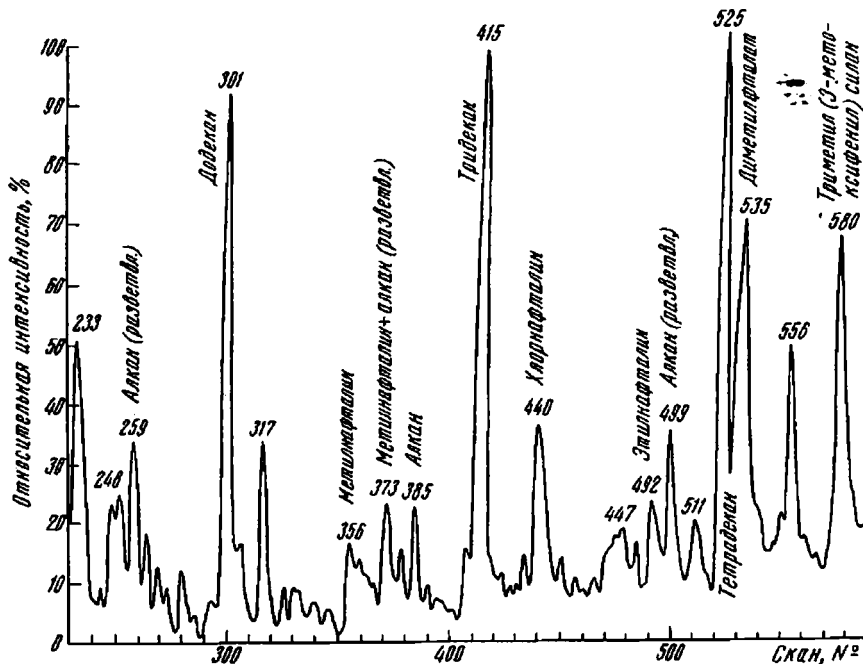
Результаты исследования. В изученных пробах (см. таблицу), представленных осадочными песчаниками и конглобрекциями (пробы 1, 2), слабо метаморфизованными в фации зеленых сланцев, гидротермальной брекчий с кварцевым цементом (проба 3) и взрывчатой брекчий с магматическим цементом (проба 4) содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ незначительно с максимальными (4,48%) концентрациями для песчаников и минимальными (0,18—0,28%) для магматической брекчий липарито-дацитов. Несмотря на относительно низкие содержания углерода в породах, состав органических соединений в них, определенных методом хромато-масс-спектрометрии с точностью до индивидуальных химических соединений, исключительно многочислен и разнообразен (определено от 31 до 67 соединений).

Среди нормальных углеводородов во всех пробах установлены алканы от додекана до нонакодекана, в пробе 2 — от ундекана до триаконтана. В пробе 1, кроме того, выявлено присутствие алкенов (RUN 97, 110), алкадиена (RUN 1194), холестеранолов (холестанонов), сигматена-3-ол, ланостенона.

Как видно из фиг. 1, в ряду нормальных алканов C_{10} — C_{32} максимумы в их содержаниях приходятся на C_{10} — C_{18} и лишь в пробах 1 и 2 — на C_{20} , C_{25} . Углеводороды C_{33} — C_{34} не найдены ни в одном из экстрактов.

Галогензамещенные углеводороды с Cl и Br присутствуют во всех пробах (фиг. 2, а—г). В основном они представлены этаном с присоединенными 4-, 5-, 6-Cl и хлорзамещенными конденсированными ароматическими соединениями — нафталинами.

Бромзамещенные углеводороды — производные этана и бензола, характерны для пробы 3.



Фиг. 2а

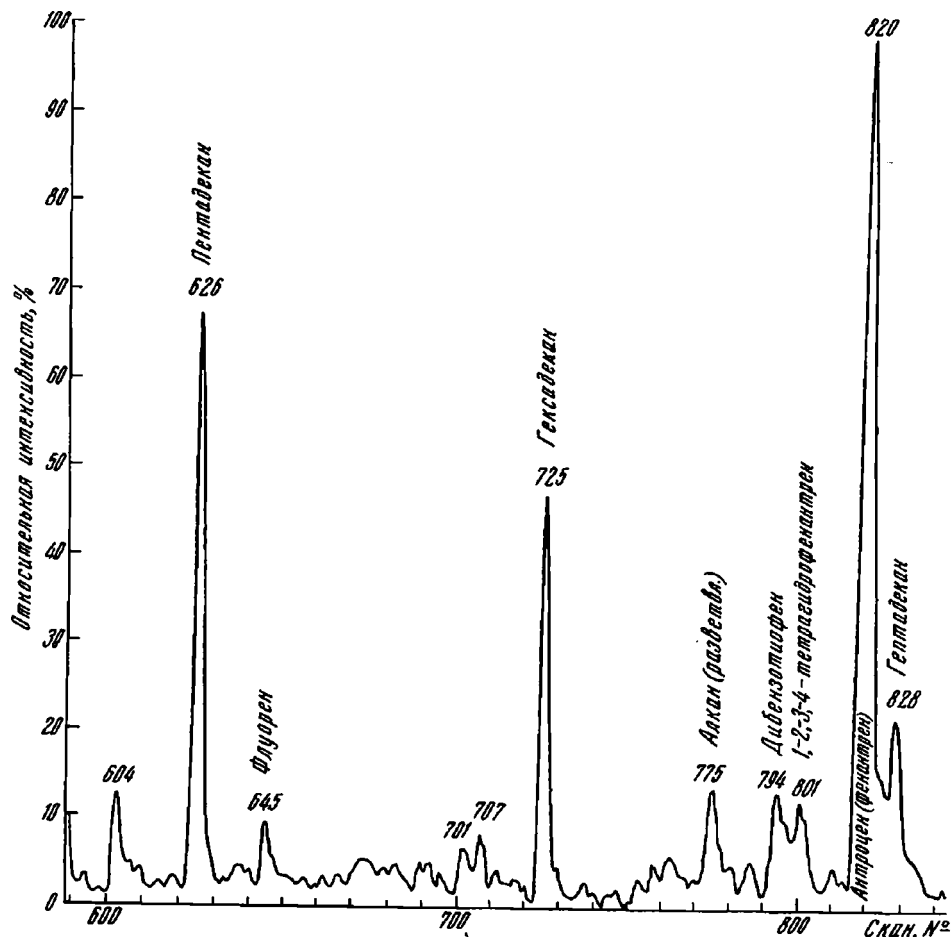
Ароматические соединения обнаружены во всех пробах с наибольшим разнообразием в пробе 2 (см. таблицу). Идентифицированы различные алкилбензолы, конденсированная ароматика — изомеры метилнафталинов, антрацены, фенантроны, флуорены, дифенил, трифенилен, пирен, индано-пирен. Относительно обеднены ароматическими соединениями пробы 3, 4. В экстрактах проб 1 и 3 обнаружены гетероциклические кислородсодержащие соединения — аминобензофураны.

Особый интерес представляют элементо-органические соединения, идентифицированные в двух пробах. В экстракте пробы 1 обнаружено кремний-органическое соединение — триметил (3-метоксифенил) силан, являющееся первым представителем алкил (арил) силанов, найденных в природных объектах. Соединение идентифицировано с хорошей сходимостью (см. фиг. 2, а, RUN 580, S = 90%). В экстракте пробы 2 обнаружены сераорганические соединения (см. фиг. 2, б — дибензотиофен (RUN 794, S = 98%) и C_2H_5N-C-S (RUN 61), а также свободная сера — S_6 (RUN 983) и S_8 (RUN 513)). По данным нейтронно-активационного анализа растворимые битумоиды, экстрагированные из изученных пород, обогащены рядом элементов-примесей. В таблице приведены убывающие ряды элементов-примесей (содержания которых нормированы по хондритам) в битумоидах по сравнению с исходной породой. Во всех экстрактах присутствуют Вг и Se, являющиеся прекрасными растворителями для Au, Ag и других рудогенных элементов. Среди последних помимо Au и Ag в хлороформенную фракцию битумоидов переходит также Mo, Ni, Co, Hg, As, Te, в спирто-бензольную — дополнительно Te, Cr, Cu, Fe, Zn, Mg, реже Ti и K (см. таблицу). Не установлено различий в обогащении битумоидов рудогенными элементами-примесями в зависимости от типа исходных пород.

Обсуждение результатов. Детально исследованные хлороформенные битумоиды экстрагированы из пород близкого (по геологическим масштабам) возраста — раннемелового для вмещающих пород и поздне-мелового для пород, связанных с кислым магматизмом и гидротермальной деятельностью. В ряду от типичных осадочных образований (пробы 1, 2) до гидротермальных (проба 3) и магматических (проба 4) соответственно различается термическая история их становления от низкотемпературной, $T < 100^\circ C$ (проба 1, 2), к среднетемпературной, $T \sim 200^\circ C$ (проба 3), и высокотемпературной, $T \leq 900^\circ C$ (проба 4), при близких параметрах последующих процессов катагенеза и метаморфизма, не превышающих параметры фации зеленых сланцев. В этой связи реликты биогенного вещества можно ожидать скорее всего среди органических соединений проб 1 и 2, тогда как для проб 3 и 4 вероятны соединения, связанные с abiогенным синтезом углеводородов.

Известно [5], что к числу биомаркеров можно отнести присутствие в смесях органических соединений: 1) среди алканов — C_{31} , два- и триметилизомеры; 2) цикло-алканов $C_{27}H_{48}$; 3) жирных спиртов и кислот с четным числом атомов углерода; 4) разветвленных карбоновых кислот с цепью изопреноидного типа (фитановая, пристановая, фарнезановая) и производных от них эфиров.

Два несомненных биомаркера — алкан C_{31} в пробе 2 и холестерол (холестанол) в пробе 1 свидетельствуют о биогенном происхождении по крайней мере части органических соединений, зафиксированных в экстрактах из песчаников и конгломератов. Холестанол является производным

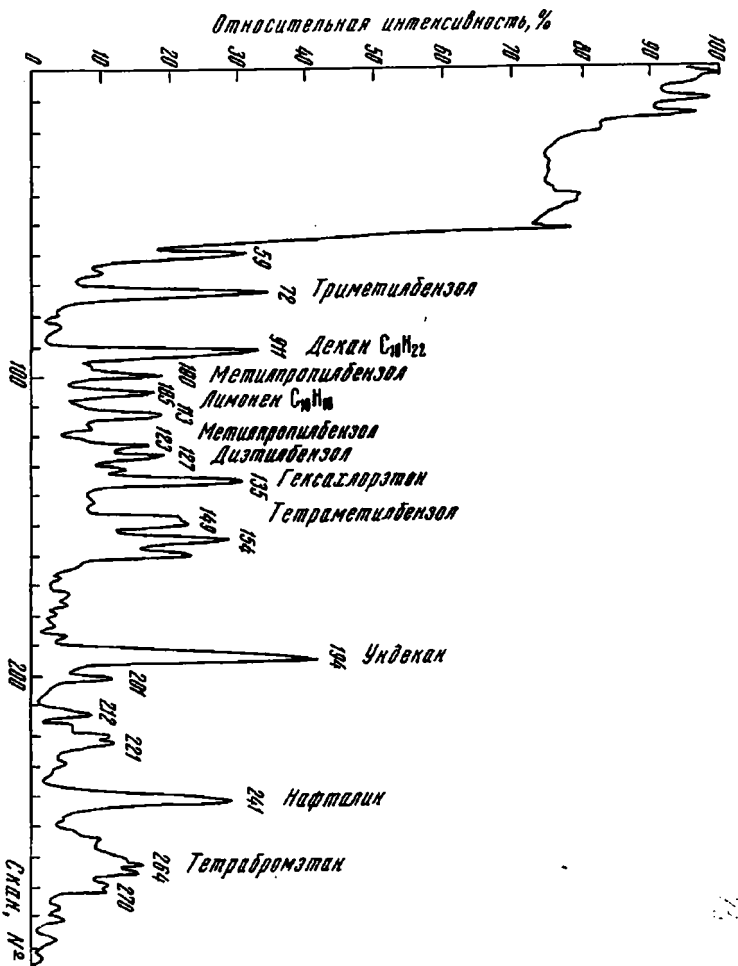


Фиг. 26

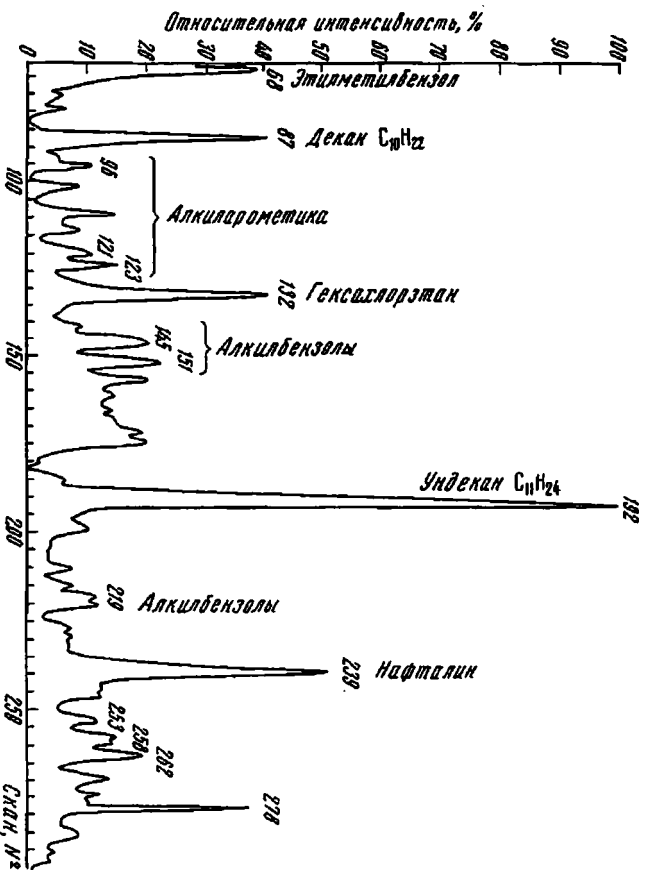
циклоалкана холестерина $C_{27}H_{48}$, структуру которого можно непосредственно связать со структурой холестерина, вещества заведомо биологического происхождения. В пробах 3, 4 ни циклоалканы, ни C_{31} , как нормальные, так и их два-, три-изомеры, не обнаружены.

Важным доказательством биологического происхождения алканов является изменение относительного содержания *n*-алканов в зависимости от числа атомов углерода в молекуле. Например, в высших растениях найдены большие количества C_{27} , C_{29} , C_{31} и C_{33} и малые C_{26} , C_{28} , C_{30} и C_{34} [5]. В большинстве случаев максимум в этом распределении находится около C_{31} . Как видно на фиг. 1, характер распределения алканов для всех изученных проб не отвечает типичному для биоорганики. Отмечается явный сдвиг в сторону преобладания более легких алканов с максимумами для C_{11} — C_{15} . Известно [5], что липидные фракции из биологических источников всегда содержат жирные кислоты, спирты и эфиры с длинными цепями, однако образуется ряд только четных жирных кислот и производных от них спиртов и эфиров, нечетные члены ряда отсутствуют. Среди идентифицированных карбоновых кислот четный член ряда C_{18} обнаружен (наряду с нечетными) в пробах 1 и 2; этиловые эфиры карбоновых кислот с нечетным числом C_{15} , C_{17} (проба 2) не должны быть напрямую связаны с преобразованием биогенного вещества.

Сравнение данных, полученных для разнотипных пород (см. таблицу), показывает их удивительное сходство в составе как алканов, так и ароматических соединений, среди которых преобладает конденсированная ароматика на основе бензола и нафталина. Это свидетельствует о близости условий природного синтеза органических соединений и их вторичном наложенном характере для пород, существенно различающихся по начальным температурам своего образования. Геологические и минералогические наблюдения [4] дают основание отнести время такого синтеза не к периоду катагенеза, а к более позднему метаморфизму осадочных толщ в фации зеленых сланцев и регрессивной стадии постмагматической деятельности для магматических образований. В такой интерпретации можно говорить о реювенации углеродистого вещества осадочных пород, вовлекаемого в гидротермально-метасоматическую деятельность.



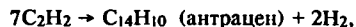
Фиг. 2б



Фиг. 2а

Фиг. 2. Часть хроматограммы хлороформного битумоида: а — обр. 1, б — обр. 2, в — обр. 3, г — обр. 4

Решающая роль, по-видимому, принадлежит поликонденсационным превращениям различных углеродсодержащих веществ, сопровождающихся образованием как легких, так и более сложных, чем исходных, соединений [6]. Исходным материалом в осадочных толщах служит биогенное вещество, прошедшее в стадию катагенеза уплотнение и полимеризацию с сохранением крупных молекулярных фрагментов захороненных реликтов животного или растительного происхождения. Поликонденсационные превращения имеют гетерогенно-каталитический характер и зависят от типа природных катализаторов (глинистые минералы, цеолиты, оксиды железа и алюминия и др.), температуры и длительности процесса. Сложный по детальному механизму процесс сопровождается большим падением изобарно-изотермического потенциала, или энергии Гиббса, что обуславливает большую энергетическую выгодность процесса поликонденсации [3, 6]. Для высокотемпературных процессов цепочка преобразований, вероятнее всего, начинается с простейших газовых смесей CO , CO_2 и H_2 . Примерами подобных поликонденсационных превращений могут быть реакции с простейшими предельными и непредельными углеводородами:



Галогензамещенные и серосодержащие органические соединения легко образуются в каталитических реакциях галогенирования и взаимодействия с растворенными хлоридами, сероводородом и свободной серой при уже имеющихся бензольных ядрах [5]. Кремний-органические соединения, как было показано ранее [9], также являются продуктом реакций растворенных форм кремнезема с предельными и непредельными углеводородами. Органические и элементо-органические соединения, вовлекаемые в гидротермально-метасоматическую деятельность, усложняют сложившиеся представления о составе гидротермальных растворов и форм миграции элементов, обычно рассматривающихся в виде хлоридных, оксихлоридных и других комплексных неорганических соединений.

Проведенными исследованиями установлено, что в хлороформенном (так же, как и в спирто-бензольном) экстрактах битумоидов из различных пород концентрируются примерно одинаковые рудогенные элементы (см. таблицу). Особый интерес вызывают серебро и золото, сопровождающиеся бромом. Исследования форм нахождения этих элементов (с точностью до индивидуальных химических соединений) будут продолжены.

* * *

1. Хромато-масс-спектрометрические исследования хлороформенных битумоидов из углеродсодержащих пород рудных районов Приморья привели к обнаружению большого числа органических соединений: алканов C_{10} — C_{32} , карбоновых кислот C_{15} — C_{18} , этиловых эфиров карбоновых кислот C_{13} — C_{17} , ароматических соединений (полициклических и производных бензола), органических соединений, содержащих хлор, бром, азот, серу. Найдены фенантренкарбоновые кислоты, диеновые соединения, холестеролы (холестаноны), лимонен, что значительно расширило круг органических соединений, известных в горных породах.

2. Растворимые битумоиды из осадочных, гидротермально-измененных и магматических пород содержат близкий набор алканов и ароматических соединений, что объясняется их образованием в результате наложенных процессов метаморфизма зеленосланцевой фации и регрессивной стадии постмагматической деятельности. Вводится представление о реювенации первично биогенного углеродистого вещества вследствие гетерогенно-каталитических реакций поликонденсационных преобразований захороненной органики, прошедшей стадию катагенетических изменений.

3. Новообразованные органические и элементо-органические соединения усложняют картину фазового состава гидротермально-метасоматических растворов, ответственных за концентрацию рудогенных элементов в осадочных толщах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9811).

Список литературы

1. Банникова Л. А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 207 с.
2. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Метасоматиты восстановительного ряда, их связь с магматизмом и метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 191—196.
3. Кулакова И. И., Оглоблина А. И., Руденко А. П. и др. О возможном механизме синтеза полициклических ароматических углеводородов в процессах эндогенного минералообразования // Докл. АН СССР. 1982. Т. 1266. № 4. С. 1001—1003.
4. Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 286 с.
5. Органическая химия. Л.: Недра, 1974. 487 с.
6. Руденко А. П., Кулакова И. И., Курасова С. Я. Механизм полимолекулярной дегидрогенизации и углеобразования при превращениях метана и его гомологов на гетерогенных катализаторах // Научные основы каталитической конверсии углеводородов. Киев: Наук. думка, 1977. С. 164—209.

7. Томсон И. Н., Середин В. В. Позиция рудных районов в сводовом поднятии Южного Приморья//Геол. руд. месторождений. 1986. № 6. С. 12—22.
8. Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П. Графит-ильменитовая минерализация в оловорудных узлах Приморья как индикатор мантийных газовых струй//Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 108—112.
9. Novgorodova M. I., Bauslaeva E. Yu., Scharbatyan P. A. Carbon in oreforming processes: organoelement compounds as a form of ore matter migration//Facies Models. VSP. 1991. P. 19—39.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
18.11.1994

УДК 551.24 + 551.762.3 : 552.53 (470.62/.67 + 575.4)

© 1994 Седлецкий В. И., Байков А. А., Семенов Г. А.

ПОЗДНЕЮРСКИЙ ГАЛОГЕНЕЗ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НА СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

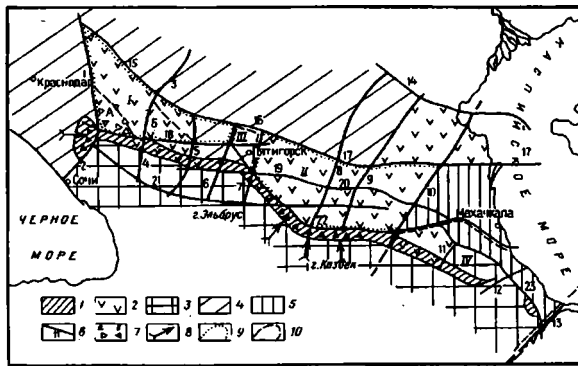
Показана зависимость формирования и последующих преобразований верхнеюрской галогенной толщи от тектонических особенностей региона. Выделены и рассмотрены пред- (предгалогенный), кон- и постседиментационный этапы тектонического развития галогенных бассейнов.

Галогенная седиментация наиболее интенсивно происходит в тектонически активных зонах. При этом благодаря высоким скоростям накопления солей галогенез по продолжительности несопоставим с тектогенезом. Как правило, галогенез протекает в пределах уже сформировавшихся тектонических структур, но вместе с тем продолжающееся развитие этих структур непосредственно влияет на распределение мощностей и фаций, минеральный состав солей, границы солеродного бассейна, часто контролирует продолжительность и полноту всего галогенного процесса. Последующие фазы тектогенеза, даже далеко отстоящие во времени, почти всегда затрагивают более древние по отношению к ним соляные толщи, приводят к их разрушению, перераспределению масс солей, проявлению соляной тектоники, эпигенетическим процессам минералообразования. Поэтому важно выяснить те признаки, которые помогли бы установить характер тектонических движений по отношению к галогенным отложениям, иначе говоря, определить их характер: пред-, кон- или постседиментационный. Такие признаки могут быть показаны на примере хорошо изученного верхнеюрского галогенного супербассейна южной окраины Скифско-Туранской платформы, охватывающего южные районы Средней Азии, Северный Афганистан и Предкавказье. Галогенная формация, протягивающаяся с некоторыми перерывами от Памира до Черного моря и имеющая кимеридж-титонский возраст, на всей площади распространения подстилается карбонатными породами верхней юры и перекрывается красноцветами, а местами морскими терригенными и карбонатными образованиями. Эта же территория являлась ареной проявления многих тектонических фаз, которые фиксируются задолго до позднеюрского галогенеза, в период отложения солей и многократно после их накопления. При этом тектонический план территории в течение ее геологической истории несколько раз полностью перестраивался, когда широтные подвижки сменялись преимущественно меридиональными и наоборот. Такая перестройка структурных планов определила блоковое строение субстрата. Галогенная седиментация, будучи по своему характеру гидрогенной, с высокими скоростями накопления солей, отразила структуру ложа солеродного бассейна, его седиментационные изменения и последующие наложенные тектонические процессы.

Проведенный нами анализ обширного геологического материала позволил установить следующие признаки председиментационной тектоники на территории описываемых Предкавказского, Среднеазиатского и других галогенных бассейнов:

- 1) тектонический характер границ солеродных бассейнов и литолого-фациальных комплексов внутри них;
- 2) изменение мощностей и полноты разрезов досолевых пород, обусловленное предшествующей галогенезу блоковой тектоникой;
- 3) резкое изменение мощностей галогенных отложений, вызванное блоковым строением подстилающих образований, т. е. тектоническим рельефом дна;
- 4) взаимосвязь галогенеза с предшествующими ему биогермными (рифовыми) постройками, формирующимися вдоль крупных тектонических нарушений.

На фиг. 1 показано распространение галогенных отложений в Предкавказье. Здесь выделяются два суббассейна — Западно- и Восточно-Предкавказский, разделенные субмеридиональным Минераловодским поднятием. Они имеют резко выраженные тектонические границы, определяемые, как правило, крупными ступенеобразующими разломами палеозойского фундамента, оказавшими влияние на ход седиментации в пермо-триасе, ранне-, средне- и позднеюрское время и на последующих этапах геологического развития территории. Западно-Предкавказский бассейн занимал Восточно-Кубанскую впадину, за пределы которой галогенные образования практически не выходят. Эта впадина ограничена на севере Невинномысским, на западе — Бейсугским, на юге — Черкесским разломами.



Фиг. 1. Распределение верхнеюрского галогенного комплекса Предкавказья относительно основных тектонических элементов региона

1 — выходы верхнеюрских отложений на дневную поверхность; 2 — область развития сульфатов и каменной соли; 3 — область отсутствия верхнеюрских отложений; 4 — область отсутствия галогенного комплекса; 5 — область возможного распространения галогенных отложений; 6 — тектонические нарушения; 1—13 — субмеридиональные (1 — Бейсусский, 2 — Курджинский, 3 — Западно-Ставропольский, 4 — Лабинский, 5 — Кубанский, 6 — Эльбрусский, 7 — Минераловодский, 8 — Ардонс-Затеречный, 9 — Казбекско-Бажигановский, 10 — Аргуно-Каспийский, 11 — Аварско-Буйнакский, 12 — Гамриозеньский, 13 — Самурский; 14—23 — субширотные (14 — Северо-Манычский, 15 — Невинномысский, 16 — Нагутский, 17 — Кизлярский, 18 — Черкесский, 19 — Срединный, 20 — Терско-Сунженский, 21 — Пшекиш-Тырныаузский, 22 — Нальчикско-Владикавказский, 23 — Восточно-Мугринский); 7 — зоны рифообразования (а — предшествующие времени галогенного осадконакопления, б — предшествующие и сингенетичные процессу галогенеза); 8 — направление движения морских вод с нормальной соленостью в галогенный бассейн; 9 — впадины: I — Восточно-Кубанская (А — Адыгейский выступ, Б — Спокойненский выступ); II — Терско-Кумская; 10 — поперечные поднятия; III — Минераловодский выступ, IV — Дагестанский выступ

Восточно-Предкавказский бассейн имеет более сложную конфигурацию. Основным тектоническим элементом его является Терско-Кумская впадина, ограниченная Нальчикско-Владикавказским, Минераловодским, Нагутско-Кизлярским и, по-видимому, Аргуно-Каспийским разломами. Галогенные отложения формировались также на территории некоторых смежных с Терско-Кумской впадиной структур, главным образом к югу и северо-востоку от нее, имеющих также блоковое строение. Впадина осложнена субширотными (Срединный, Терско-Сунженский) и субмеридиональными (Аргуно-Затеречный, Казбекско-Бажигановский) разломами, вероятно, оказавшими существенное влияние на галогенную седиментацию. Можно предположить, что в предкимериджское время ограниченные ими блоки располагались на различном гипсометрическом уровне.

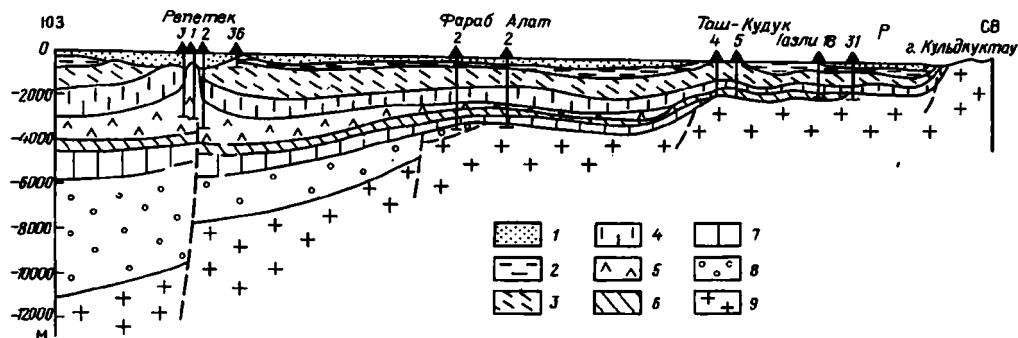
Таким образом, к началу галогенеза при активном участии блоковой тектоники в позднеюрском супербассейне создан достаточно сложный рельеф дна. В дальнейшем теоретически этого было бы достаточно для формирования некоторых литолого-фациальных комплексов даже без влияния конседиментационных блоковых подвижек (например, сульфатно-терригенного, карбонатно-сульфатного, сульфатного, вероятно сульфатно-галоидного), границы распространения которых вполне могут быть подчинены пассивному рельефу ложа бассейна, т. е. доседиментационным разломам и блокам.

Изменение мощностей подстилающих соли отложений, вызванное предшествующей галогенезу блоковой тектоникой, рассмотрим на следующих примерах.

Как уже отмечалось, Предкавказский галогенный бассейн разделен на западный и восточный суббассейны Минераловодским поднятием, имеющим тектонические границы. На западе это Эльбрусский разлом, на севере и востоке — соответственно Нагутский и Минераловодский. В пределах поднятия мезозойские (догалогенные) образования отсутствуют или разрезы их резко сокращены по сравнению с сопредельными территориями. Галогенные отложения здесь неизвестны вообще, за исключением юго-восточной части выступа. В восточном направлении происходит ступенчатое наращивание полноты и мощности юрских разрезов, в том числе и кимеридж-титонских. Так, нижне-среднеюрская толща, отсутствующая на большей части территории рассматриваемой структуры, юго-восточнее распространена очень широко и достигает больших мощностей [3]. Общий контур Восточно-Кубанской впадины, являвшейся в кимеридж-титоне Западно-Предкавказским галогенным суббассейном, отчетливо вырисовывается в оксфорде как мелководный шельф. В южной части впадины выделяются два крупных относительно приподнятых блока — Адыгейский и Спокойненский выступы. На Адыгейском выступе резко сокращена мощность верхнеюрских карбонатных отложений.

Блоковый характер предгаурадакского субстрата установлен для Среднеазиатского солеродного бассейна (фиг. 2). Полнота и мощность пермо-триасовых образований, нижней—средней юры и келловей-оксфорда контролируется системой блоков, ступенчато погружающихся на юг, к центральной части ложа бассейна.

Резкое изменение мощностей галогенных отложений, вызванное тектоническим рельефом дна солеродного бассейна, может быть показано на примере упоминавшегося Адыгейского выступа,



Фиг. 2. Геологический разрез северного борта Амударьинской синеклизы (Среднеазиатский галогенный бассейн)

1—7 — комплексы отложений: 1 — неоген-четвертичный, 2 — палеогеновый, 3 — верхнемеловой, 4 — нижнемеловой, 5 — киммеридж-титонский (галогенная толща), 6 — келловей-оксфордский, 7 — нижне-среднеюрский; 8 — пермско-триасовые образования; 9 — палеозойские образования

который к киммеридж-титону сохранил относительно приподнятое положение. Об этом свидетельствуют мощности самой нижней, первой пачки, выделяемой в Восточно-Кубанской впадине сульфатно-гипсовой кузнецовской свиты. Эта пачка или отсутствует, или представлена лишь ангидритами мощностью до 50 м, тогда как северо-восточнее выступа их мощность увеличивается до 120 м.

Таким образом, блоковый характер строения рассматриваемой территории является основной ее региональной и локальной структуры в мезозое и более раннем времени, причем блоки испытывали контрастные подвижки относительно друг друга. Поскольку строение, состав и мощность галогенных отложений явно указывают на подчиненность этих параметров блоковому строению региона, следует полагать, что разломы и блоки доверхнеюрского субстрата являются структурами, которые развивались по крайней мере в поздней юре конседиментационно.

В пределах описываемого бассейна известны многочисленные протяженные рифогенные постройки, сформировавшиеся в келловей-оксфорде — до начала галогенной седиментации. Образование рифогенных построек происходило на внешнем крае шельфа в пределах тектонически активных зон, контролировавшихся крупными разломами. Прогнание края шельфа компенсировалось соизмеримым по скорости ростом органогенных построек. Для Предкавказского бассейна такого типа рифогенными постройками являются выходящие на дневную поверхность биогермные массивы вдоль Курджипского разлома (горы Фишт, Оштен, Пшехасу и др.), мощность которых достигала 1500 м, и по Владикавказскому разлому. В киммеридж-титоне эти рифы являлись баровой перемычкой между солеродным и питающим бассейнами. Органогенные постройки наблюдаются также в сводовых частях крупных локальных антиклинальных складок, конседиментационно развивавшихся с дооксфордского времени. Формирование этих построек усилило расчленение рельефа дна бассейна и способствовало в дальнейшем дифференциации процессов галогенеза. Значительные рифогенные образования различного масштаба, усложнившие морфологию дна в предкиммериджское время, известны на территории Среднеазиатского бассейна в Восточной Туркмении и Узбекистане [6].

Конседиментационное развитие структур по отношению к процессам галогенеза находит отражение в следующих признаках:

- 1) изменение мощности галогенной толщи, сопровождающееся изменением фациальной полноты разрезов, с последующим нарастанием обоих признаков в сторону более погруженных блоков;
- 2) накопление гидрохимических осадков в зарифовой по отношению к питающей провинции части бассейнов;
- 3) калиенность отложений, механизм возникновения которой, по нашим данным, тесно связан с сингенетичными нисходящими движениями в продуктивной части бассейна.
- 4) наличие в грабенообразных структурах между блоками галогенных отложений, отсутствующих на самих блоках.

Конседиментационная тектоника, определяющая мощности и полноту разрезов галогенных отложений в солеродных бассейнах, бывает, как правило, унаследованной, продолжающейся с предшествующих этапов осадконакопления (фиг. 2). Поэтому пред- и конседиментационная тектоника выступает в большинстве случаев как единый, сквозной процесс, зарождающийся до стадии галогенеза, протекающий на стадии галогенеза и затухающий значительно позже его завершения.

Рифовые образования в пределах галогенных бассейнов, в отличие от тектонических структур, не носят сквозного характера. Те из них, которые проявляются в подсолевых карбонатных отложениях, участвуют только в формировании рельефа дна солеродного бассейна, в то время как процесс галогенной седиментации происходит при непосредственном участии рифовых построек сингенетического характера в районе баровых перемычек, тесно взаимосвязанных с процессом галогенеза [6]. Эти два генетических типа рифов часто имеют одинаковый характер проявлений, но тем не менее отличаются по своему положению относительно галогенной формации, поэтому их следует четко различать и картировать при изучении галогенных бассейнов. Обе генерации рифовых построек

присутствуют во всех крупных солеродных бассейнах с нормальным регрессивным типом разрезов, включая рассматриваемые Среднеазиатский и Предкавказский бассейны.

Важно отметить, что конседиментационные тектонические процессы и рифообразование являются необходимыми условиями осаждения в солеродном бассейне калийных солей. Как показывает весь накопленный геологический материал, для образования калийных, а тем более магниевых солей высоких стадий концентрации рапы существования только некомпенсированного бассейна недостаточно. В такой нединамичной модели процесс галогенеза в лучшем случае может происходить до стадии садки галита включительно, т. е. до сгущения морской воды примерно в 7—8 раз и сокращения ее объема от первоначально испаряющегося в 10 раз. Остаточные продуктивные рассолы стягиваются в конседиментационно прогибающиеся впадины, образуя на их территории пласты калийных и магниевых солей. Это можно сформулировать в виде постоянно действующего правила или закона — галогенные образования высоких и эвтонических стадий могут возникать только на прогибающихся участках земной коры, тектонически активных в период галогенеза. Примером, хорошо иллюстрирующим это положение, является строение калиеносных отложений Среднеазиатского бассейна. На Гаурдакской относительно приподнятой тектонической ступени калийные месторождения заключают два-три хорошо стратифицированных сравнительно маломощных пласта силивинитов (м-ния Тюбегстанское, Гаурдакское, Кугитанское и др.). При переходе на Чершангинскую ступень, испытывающую в кимеридж-титозе конседиментационное опускание, резко изменяется характер и состав калиеносных отложений. На Карабильском и Карлюкском калийных месторождениях в разрезе появляется до 15—20 продуктивных пластов, а основная масса калийных солей представлена карналлитом.

Галогенные отложения в грабенообразных понижениях тектонических разломов известны вдоль южного борта Восточно-Предкавказского суббассейна вблизи Минераловодского выступа. Здесь выделяется система узких блоков, разобщенных разломами доверхнеюрского заложения, но конседиментационно проявившихся в поздней юре. В процессе галогенной седиментации зоны некоторых разломов (например, Срединного) представляли собой узкие, относительно глубокие понижения ложа бассейна. Об этом свидетельствует значительная мощность образовавшихся здесь сульфатных отложений, которые быстро выклиниваются в сторону блоков с мелководными условиями седиментации, где резко преобладали процессы карбонатакопления [3].

Постседиментационные тектонические движения приводят к существенным нарушениям первичного залегания галогенной толщи, часто сопровождающимся перемещением ее масс, что находит отражение в соляной тектонике разной степени проявления, вплоть до соляного диапиризма, и изменении первичных тектур за счет внутреннего течения соли. Наложенные тектонические движения приводят также к размыву соляных толщ вплоть до их полного уничтожения, сопровождающемуся экзотектоническими явлениями в перекрывающих толщах, и формированию эрозионных врезов. Тектонические нарушения, пересекающие галогенную толщу, часто несут эпигенетическую минерализацию, являющуюся каналами, по которым происходит подток углеводородных газов и высокоминерализованных вод, а в некоторых благоприятных случаях способствуют интенсивному серообразованию.

Солянокупольная тектоника, и это можно считать вполне установленным, проявляется только в непосредственной связи с интенсивным воздействием постседиментационной тектоники. Обычно время и скорость формирования соляных структур определяются весьма приблизительно, однако в юго-восточных районах Средней Азии нами были проведены подробные исследования, позволившие получить объективные результаты по этой проблеме [1, 2].

Оказалось, что время роста разнообразных по морфологии и генезису соляных складок, в том числе и соляных диапиров, ограничено узкими возрастными интервалами, совпадающими с фазами активного тектогенеза, в данном случае неоген-четвертичного времени. Но не все фазы складчатости сопровождались ростом соляных структур или соляными осложнениями складок. Последующие фазы вызывали появление новых складок или усиливали движение массы солей на соляных структурах, уже начавших формироваться. Так, например, прирост штока столы досреднеплиоценового Донгуз-сыртского диапира на рубеже неогеновой и четвертичной эпох превысил 600 м, что свидетельствует об очень высокой скорости развития соляных структур, относящихся к подобному морфогенетическому типу. Проведенные нами расчеты показали, что скорость роста диапиров может составлять в Юго-Западном Гиссаре 440—3100 мм/1000 лет, в Афгано-Таджикской впадине — 600—7200 мм/1000 лет, причем эти цифры явно занижены. Масса солей, поступающих на дневную поверхность, составила в пределах Ходжамумьинского диапира 38 млн. т/1000 лет, на Саятском диапире — 115 млн. т/1000 лет.

Вместе с тем на примере описываемого бассейна видно, что для проявления соляной тектоники недостаточно лишь активных подвижек субстрата, большой мощности галогенных и перекрывающих соль отложений. Солянокупольная тектоника на территории бассейнов распространена далеко не повсеместно, в пределах Предкавказского бассейна практически отсутствует и предполагается пока только в Терско-Сунженской зоне поднятий. В Среднеазиатском бассейне цепочки соляных куполов прослеживаются вдоль зон крупных ступенеобразующих разломов, в то время как на остальной территории они также отсутствуют (см. фиг. 2).

Что же касается внутренней соляной тектоники, то там, где галогенная толща не затронута солянокупольными процессами, ее течение не наблюдается и по всему разрезу сохраняются первично-седиментационные текстуры.

Большой интерес представляет не до конца выясненный вопрос о характере проявления постседиментационных тектонических нарушений в галогенной толще. Составить представление об этом путем непосредственных наблюдений практически невозможно, так как на территории бассейнов соли не вскрыты подземными горными выработками и не образуют обнажений в относительно спокойном (несолянокупольном) залегании. Вместе с тем с некоторым приближением можно представить проявление разрывных нарушений в соляной толще по характеру разломов подстилающих

и перекрывающих отложений. Наблюдения показывают, что достаточно крупные разрывы передаются через толщу соли без значительного изменения их амплитуды и ориентировки плоскости сместителя. Можно поэтому предполагать, что соляная толща ведет себя так же, как и другие осадочные образования, хотя сама зона нарушения может носить залеченный характер.

Как показано выше, интенсивные деформации галогенной толщи связаны с зонами разломов. Постседиментационные подвижки разделенных разломами блоков не приводят к резко выраженной дисгармоничной складчатости галогенных отложений в их пределах, но влияют на сохранность этих отложений от последующих разрывов, особенно регионального плана. Показателен в этом отношении Дагестанский выступ, располагающийся в юго-восточной части Восточно-Предкавказского суббассейна. Это крупное поперечное поднятие, имеющее с сопредельными структурами тектонические границы — на западе Аргуно-Каспийский разлом, на севере и юго-востоке соответственно Владикавказский и Самурский разломы (см. фиг. 1). В его пределах широко развиты поперечные к современной структуре разломы и блоки-ступени, различная гипсометрия позднеюрской поверхности которых определила степень сохранности от предмелового размыва не только кимеридж-титонских, но и более древних отложений. На некоторых блоках галогенные породы размыты полностью [3]. Так, область развития сульфатов на востоке ограничивается Аварско-Буйнакским разломом, а карбонатной толщью келловая-оксфорда — Гамриозенским.

Вдоль склонов крупных поднятий, по разрывным нарушениям, в сводах антиклиналей соляная толща часто выводится в зону гипергенеза, где подвергается интенсивному растворению вплоть до полного уничтожения. Этот процесс приводит ко многим, часто крупномасштабным, проявлениям экзотектоники, которые наблюдаются как на современной поверхности, так и среди древних геологических толщ. На Северном Кавказе интенсивное растворение солей на огромной площади привело к образованию брекчий обрушения вышележащих пород, формированию крупных карстовых озер (Черик-Гель и др.). При этом мощность брекчированных пород составляет иногда несколько сотен метров [7]. В этой связи небезынтересно отметить, что, по данным некоторых авторов [4], тиллиты, наблюдаемые в отложениях самого разного геологического возраста, происхождение которых связывают с таянием древних ледников, на самом деле имеют такое же происхождение, как и отмеченные нами брекчи, являясь нерастворимым остатком соленосных толщ.

В отдельных случаях, когда процессы растворения еще не привели к полному уничтожению солей, в толще надсолевых пород вследствие их блокового обрушения наблюдаются целые системы разрывов, которые имеют экзотектонический характер, но тем не менее часто принимаются и картируются как тектонические. На дневной поверхности эти две группы разрывов мало отличимы одна от другой. Экзотектоническая природа нарушений однозначно устанавливается бурением скважин. Образование экзотектонических нарушений резко усиливается в зонах интенсивного тектонического дробления пород. Здесь поля обрушения соляной вскрыши накладываются на уже имевшуюся сеть разрывных дислокаций обычного генезиса. Экзотектоническое обрамление в породах нижнего мела наблюдается вдоль крыльев крупных антиклиналей в Гаурдак-Кугитанском районе Средней Азии.

На территории обоих бассейнов проявилось и еще одно крупнейшее по своим масштабам явление, связанное с глобальным тектоническим событием — резким (более чем на 400 м) опусканием уровня Каспийского моря в плиоцене. Сеть впадающих в Каспий рек образовала в этот период очень глубокие врезы. Так, например, в долине пра-Амударьи мощность плиоцен-четвертичного комплекса отложений превышает 900 м. Столь крупные врезы речной сети во многих случаях достигли галогенной толщи и в короткое время прорезали ее, образовав преуглубленные речные долины, а в ряде случаев привели к полному уничтожению не только солей, но и сульфатной толщи [5].

Постседиментационные разрывные нарушения несут минерализацию, часто локализирующуюся в галогенных толщах, но тем не менее вторичную, наложенную, образовавшуюся в специфических гидрохимических условиях зоны разрушения соляных и сульфатных пород. Примером такой эпигенетической минерализации служат серные месторождения Средней Азии и проявления серы на Северном Кавказе. Развитие инфильтрационно-метасоматических процессов, приводящих к образованию залежей серы, находится в тесной зависимости от разрушения галогенных толщ и их покровышки.

По зонам тектонических нарушений часто отмечаются также притоки рассолов с высокими концентрациями лития, рубидия, цезия, бора, стронция, свинца, цинка и других элементов [8].

Таким образом, влияние тектогенеза на процессы галогенной седиментации и последующего преобразования галогенных толщ по масштабам и особенностям проявления имеет многогранный характер. Как показано выше, в каждом отдельном случае необходимо тщательное изучение и сопоставление всей совокупности наблюдаемых геологических фактов для воссоздания полной картины проявления тектоники в пределах солеродных бассейнов.

Список литературы

1. Байков А. А. О времени проявления соляной тектоники в Юго-Западном Гиссаре//Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982. С. 135—141.
2. Байков А. А., Седлецкий В. И. О скорости роста соляных структур//Литоология и полез. ископаемые. 1992. № 3. С. 98—106.
3. Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А. Верхнеюрские эвапоритовые образования и блоковая тектоника на Северном Кавказе//Литоология и полез. ископаемые. 1987. № 2. С. 95—112.
4. Беленицкая Г. А. Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ//Но-

вые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск: Наука, 1982. С. 176—187.

5. Седлецкий В. И., Беленицкая Г. А. Позднеэоцен-четвертичный эрозивно-карстовый цикл в бассейне Каспийского моря//Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 117—123.
6. Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С. О взаимосвязи галогенного и биогенного осадкообразования//Сов. геология. 1977. № 12. С. 8—21.
7. Седлецкий В. И., Шведов В. Н. О происхождении брекчированных пород в верхнеюрских отложениях на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 109—114.
8. Соколовский Л. Г., Седлецкий В. И. Геохимические особенности и происхождение высокоминерализованных рассолов юга Средней Азии//Сов. геология. 1970. № 7. С. 101—112.

Северо-Кавказский научный
центр высшей школы,
Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию
25.XI.1993

© 1994 Кизильштейн Л. Я., Шпицглюз А. Л.

НОВЫЙ МЕТОД ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ФОССИЛИЗИРОВАННЫХ ОСТАТКОВ НИЗШИХ РАСТЕНИЙ В САПРОПЕЛЕВЫХ УГЛЯХ, ГОРЮЧИХ И ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ

Материалом предлагаемой работы послужили результаты исследования авторов, выполненные в рамках научной программы «Черные сланцы мелового и палеогенового времени».

Известно, что органическая составляющая этих пород служит индикатором фациальной обстановки осадконакопления и, возможно, нефтематеринским материалом, определяющим промышленные генерации жидких и газообразных углеводородов современных океанических осадков и древних отложений континентов.

Понятно, что проблема продуцентов органического вещества касается не только «черных», но и горючих сланцев — одного из важнейших энергоносителей — потенциального источника «сланцевой нефти», а также сапропелевых углей.

Авторы видели свою задачу в расширении арсенала методов петрографического изучения сапропелитов, горючих и черных сланцев с помощью разработанного ими метода обработки ископаемого органического вещества высокочастотной кислородной плазмой в вакууме. Высокая эффективность подобного метода была проиллюстрирована ранее в ряде работ [4—7].

Приходится констатировать, что разработанные методики оказались малоэффективными при изучении органических компонентов слабоизмененных океанических осадков, вследствие того что ткани последних не приобрели еще дифференцированной кристаллической структуры, которая вскрывается под действием плазменной обработки [4, 5]. Однако в процессе изучения других ката- и метаморфически преобразованных пород с ископаемыми органическими остатками низших растений были получены новые вполне удовлетворительные результаты, позволяющие рассчитывать на более полную идентификацию организмов-продуцентов вещества черных, горючих сланцев и сапропелевых углей.

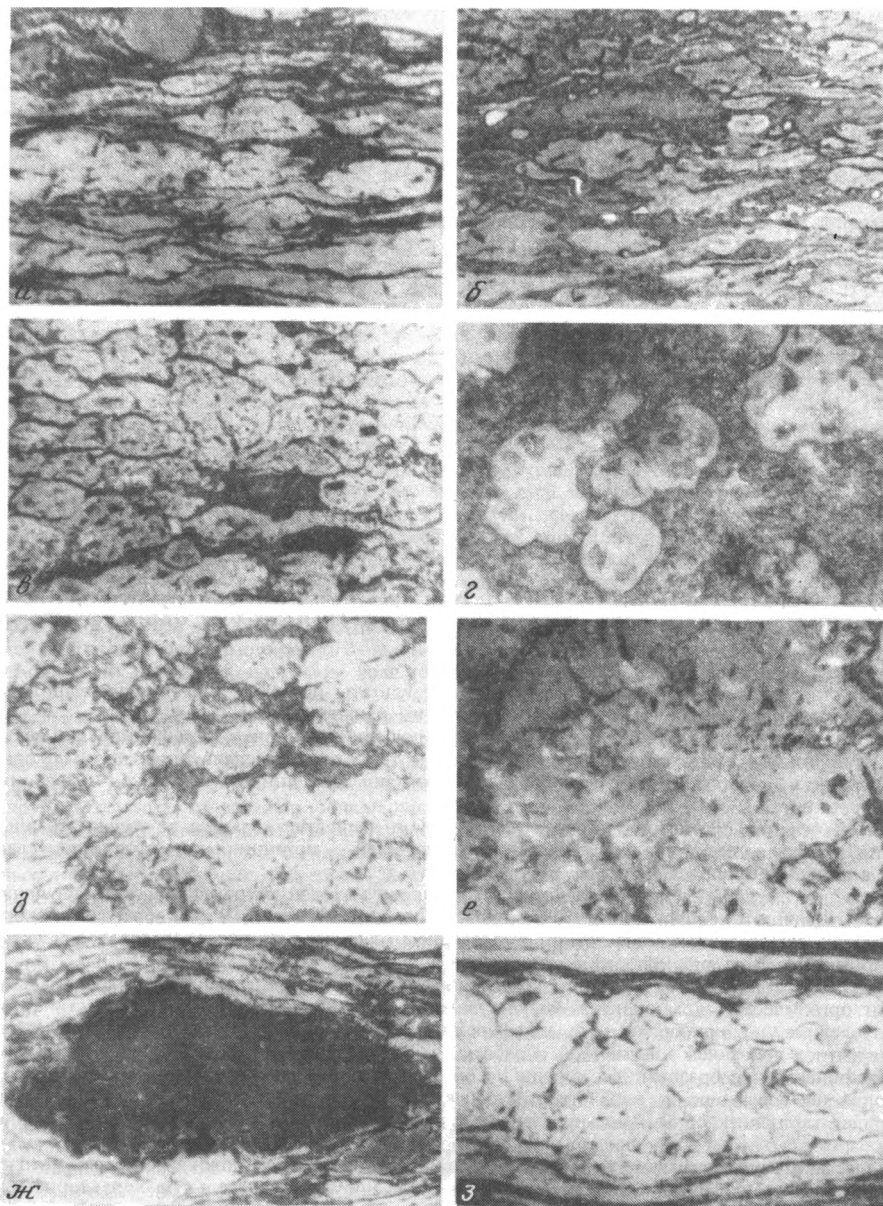
Предлагаемая работа имеет целью лишь проиллюстрировать возможности новых методов петрографических исследований и не претендует на сколь-нибудь обстоятельную характеристику упоминающихся ниже бассейнов и месторождений, откуда был получен экспериментальный материал.

Петрографический состав планктонных горючих ископаемых: сапропелевых углей и горючих сланцев, а также рассеянного органического вещества, т. е. микрокомпонентов группы альгинита (терминология по А. И. Гинзбург [1]), в настоящее время изучается главным образом в тонких полированных шлифах в проходящем свете [1, 8—11]. Для диагностики и выявления их строения применяется также отраженный ультрафиолетовый свет. Низкая контрастность элементов структуры этих микрокомпонентов ограничивает возможности их исследования в отраженном свете.

Обработка поверхности шлифов высокочастотной кислородной плазмой устраняет указанное ограничение: появляется возможность наблюдать не только морфологию и структуры колоний и отдельных клеток, но и некоторые ультратонкие (в т. ч. внутриклеточные) элементы строения ископаемых водорослей. В результате строение альгинитовых микрокомпонентов в отраженном свете выявляется не хуже, а во многих случаях — лучше, чем при использовании проходящего света.

Метод основан на взаимодействии низкотемпературной кислородной плазмы, создаваемой высокочастотным (ВЧ) электромагнитным полем с ископаемым органическим веществом, в результате которого происходит его селективное окисление, выявляющее контрастное строение тканей и клеток благодаря кристаллохимической индивидуальности геополимеров, входящих в их состав [4, 5].

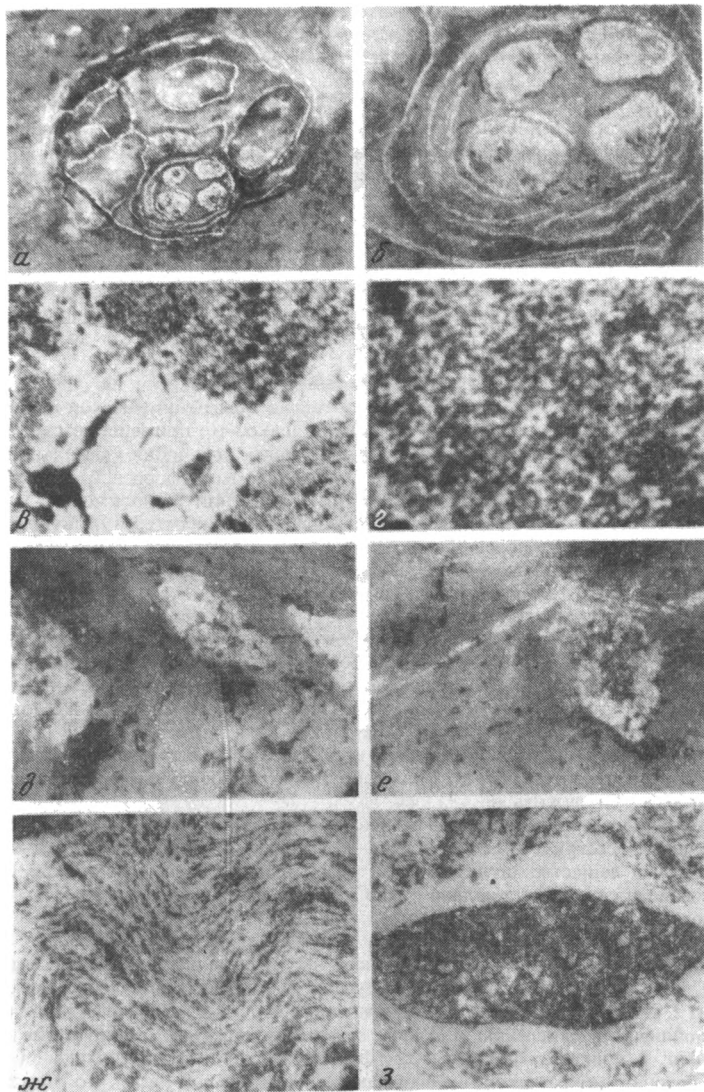
Кислородная плазма возбуждается в вакуумном объеме высокочастотным емкостным разрядом большой мощности при помощи ВЧ-генератора. Под воздействием ионизированных атомов кислорода происходит селективное окисление органического вещества с удалением продуктов реакции в газ-



Фиг. 1. Водоросли в сапропелитах Иркутского (а), Донецкого (б, г, е, ж), Зырянского (д) бассейнов, нежнемеловых отложений Оленекского района (е) и антрацитах Донбасса (з). Колонии водорослей *Pila* Bertr. et Ren и *Reinschia* Bertr et Ren см. на фиг. б (справа). Увеличения: а — 200, б — 250, в — 800, г — 1500, д — 150, е — 1000, ж — 800, з — 400. Здесь и на следующей фигуре — отраженный свет, микроскоп МБИ-6

образной форме. При этом не загрязняется поверхность аншлифа продуктами окисления, что выгодно отличает этот метод от методов, связанных с воздействием на органическое вещество химических реагентов, при которых практически невозможно избежать загрязнений поверхности [9]. Оптимальное время окисления поверхности аншлифов при температуре $50 \pm 10^\circ \text{C}$ составляет от единиц до десятков минут, возрастая по мере снижения степени метаморфизма изучаемых объектов.

Материалом для исследований послужили образцы сапропелитовых углей из Иркутского и Зырянского бассейнов, нижнемеловых отложений Оленекского района (коллекция А. И. Гинзбург), шунгиты Карелии (коллекция В. И. Горлова и И. Б. Волковой), черные сланцы из золотоустовской свиты Монголо-Охотской складчатой системы (коллекция С. Г. Парады), сапропелиты и антрациты Донбасса, а также горючие сланцы Прибалтийского бассейна (материал авторов). Из указанных образцов изготовлены аншлифы по обычной методике. Отметим, что метод применим для изучения



Фиг. 2. Строение клеток водоросли *Gloeocapsomorpha Z al* в прибалтийских горючих сланцах (а, б) и структура углеродистого вещества в корельских шунгитах 1-й (см. б — светлые участки), 2-й (в, г) разновидностей и черных сланцах (д — ж). Увеличения: а — 1800, б — 4500, в — 700, г — 1500, д — ж — 450, з — 600

аншлифов, изготовленных не только нормально, но и параллельно напластованию, а также к стандартным аншлиф-брикетам.

Ниже приводится микроскопическая характеристика остатков низших организмов в изученных объектах и краткий комментарий.

В сапропелитах Донецкого, Иркутского и Зырянского бассейнов, а также нижнемеловых отложений Оленекского района отчетливо и в деталях были выявлены колонии водорослей, относящихся предположительно к роду *Pila* Bertr. et Ren (фиг. 1, а — ж) и *Reinschia* Bertr. et Ren (см. фиг. 1, б, справа). Можно было детально изучить строение колоний водоросли *Pila*, состоящих в большинстве случаев из четырех клеток, имеющих форму неправильных овалов (см. фиг. 1, в, г). Крупные колонии этой водоросли характеризуются массивной веерообразной структурой (см. фиг. 1, д, е). Наблюдаются также колонии в виде больших эллипсообразных скоплений (см. фиг. 1, ж). В последнем случае видны обложки, окаймляющие группы из нескольких клеток (см. фиг. 1, ж, внизу). Водоросли рода *Pila* (?) наблюдались и в донецком сапропелитовом угле марки А (см. фиг. 1, з).

Тонкие детали структуры клеток установлены при изучении водоросли рода *Gloeocapsomorpha* Z. al. из горючих сланцев Прибалтийского бассейна (фиг. 2, а, б).

Известно, что клетка современной синезеленой водоросли имеет многослойную стенку, которая с внешней стороны часто покрыта более или менее плотной капсулой или чехлом [2]. В состав клеточной стенки и чехла входят белки, полисахариды и пектиновые вещества, образующие в них параллельные слои фибрилл. В протопласте клеток водорослей содержатся многочисленные включения: полиэдральные тела, гранулы липидов, полисахаридов и полифосфатов.

В результате исследования строения клеток ископаемой синезеленой водоросли из прибалтийских горючих сланцев выявлены аналогичные структуры: слоистость стенок клеток и их чехлов, многочисленные включения самой разнообразной формы, которые могут быть предположительно сопоставимы с полиэдральными телами и липидными включениями (см. фиг. 2, б).

Ранее авторами было высказано мнение, что основные биоорганические соединения (углеводы, липиды и белки) и образованные ими структурные элементы тканей, клеток и органов растений-углеобразователей наследуют кристаллохимическую и морфологическую индивидуальность в молекулярных структурах слагающих их геополимеров. Эта индивидуальность проявляется в дифференцированной устойчивости против травления [4, 5].

Ультрамикроскопические размеры (доли микрометра) выявленных внутриклеточных элементов и слоев клеточной стенки не позволяют, используя только методы оптической микроскопии, вскрыть их кристаллохимические различия. Можно полагать, однако, что применение растровой электронной и особенно туннельной микроскопии открывает возможность получения уникальной цитохимической информации в отношении строения и состава клеток ископаемых водорослей, а также образовавшихся в результате превращения исходных биохимических соединений геополимеров.

Особый интерес для авторов представляли исследования микроструктур шунгитов. Известно, что их строение остается одной из нерешенных задач органической петрологии [13].

Методом ВЧ-окисления в кислородной плазме изучено строение углеродистого вещества (УВ) карельских шунгитов двух типов: из стратифицированных пластов (УВ 2-й разновидности) и из секущих жил (УВ 1-й разновидности) [13].

Установлено, что микроструктура УВ шунгитов 2-й разновидности имеет вид пористой массы, сходной с подвергнутым аналогичной обработке сильноразложившимся веществом водорослей — коллоальгинитом (см. фиг. 2, в, г). Имеется также очевидное сходство между описанными выше микроструктурами УВ шунгитов с минерализованными (предположительно биогенными) остатками в этих породах, идентифицированными как коккоидный мат [3].

Таким образом, получены дополнительные аргументы в пользу планктогенного происхождения УВ 2-й разновидности шунгитов [9, 12]. Каких-либо фрагментов с более определенными биогенными структурами авторам обнаружить не удалось.

Углеродистое вещество шунгитов 1-й разновидности даже при длительном воздействии плазмы остается практически бесструктурным (см. фиг. 2, г, светлые участки). Последнее может служить указанием на то, что вещество шунгитов этой разновидности являлось жидкой фазой (сланцевой смолой), образовавшейся при термальном или региональном метаморфизме и мигрировавшей в макро- и микротрещины.

В качестве примера возможностей метода ВЧ-травления применительно к так называемым «черным» сланцам изучены филлиты и филлитоподобные породы златоустовской свиты протерозойского возраста (РЗ-2), содержащие УВ в некоторых случаях до 20%. По характеру травления выявлено два типа УВ. На фиг. 2, д, е показаны весьма распространенные округлые или неправильной формы фрагменты, чрезвычайно устойчивые к окислению и в этом отношении подобные УВ шунгитов 1-й разновидности (см. выше). На фиг. 2, ж, видны характерные для фрагментов этого типа УВ отходящие от них тончайшие прожилки, заполняющие микротрещины в окружающей минеральной массе, что может свидетельствовать о жидко-вязком состоянии УВ на определенных стадиях формирования породной толщи.

Углеродистое вещество второго типа слабо устойчиво по отношению к окислению и имеет вид мельчайших чешуек, расположенных параллельно слоистости породы и изредка образующих сравнительно крупные линзы (см. фиг. 2, ж, з). Можно предполагать, что это УВ представляет собой органо-минеральную смесь с повышенной способностью к окислению [4, 5]. Следует отметить, что послонное расположение фрагментов УВ описываемого типа (см. фиг. 2, ж) может свидетельствовать о его отложении на стадии осадконакопления.

В УВ изученных черных сланцев достоверных биогенных структур не обнаружено.

Новый метод петрографического изучения фоссилизированных остатков низших растений, основанный на предварительном окислении поверхности аншлифов высокочастотной кислородной плазмой, улучшая условия изучения их микроструктур, вероятно, позволит углубить некоторые генетические концепции формирования жидких и газообразных углеводородов в породах земной коры.

Универсальной предложенного метода для изучения ископаемого органического вещества гумусового и сапропелевого ряда дает авторам основание еще раз обратить внимание на большие перспективы его использования в петрологии органического вещества.

Список литературы

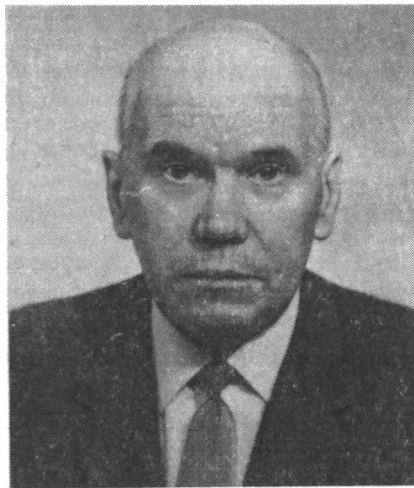
1. Гинзбург А. И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л. Недра. 1991. 116 с.
2. Громов Б. В. Ультраструктура синезеленых водорослей. Л. Наука. 1976. 93 с.
3. Жмур С. И., Горленко В. М., Розанов А. Ю. и др. Цианобактериальная бентонитовая система —

продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии//Литология и полезные ископаемые. 1993. № 6. С. 122—127.

4. Кизильштейн Л. Я., Шпицглуз А. Л. Новый метод палеоанатомических исследований//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 81—88.
5. Кизильштейн Л. Я., Шпицглуз А. Л. Анатомический состав растительных тканей высокометаморфизованных углей//Советская геология. 1985. № 9. С. 32—39.
6. Кизильштейн Л. Я., Шпицглуз А. Л. Новый метод петрографического изучения углей. В кн.: Тез. докл. Всесоюз. конф. Современные проблемы геологии и геохимии тв. горючих ископаемых, Львов, 1991. С. 13—14.
7. Кизильштейн Л. Я., Шпицглуз А. Л. Петрогенетическое изучение углей марки Т с использованием метода окисления в высокочастотной кислородной плазме//Химия твердого топлива. 1994. № 1. С. 11—15.
8. Парпарова Г. М. Применение методов углепетрографии для исследования рассеянного органического вещества пород. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М. Наука. 1971. С. 191—203.
9. Петрографические типы углей СССР/Под ред. А. А. Любер. М. Недра. 1975. 247 с.
10. Петрология углей/Штах Э., Маковский М. Т., Тейхмюллер М. и др. М. Мир. 1978. 554 с.
11. Хрусталева Г. К. Атлас горючих сланцев СССР (Петрографические, генетические типы горючих сланцев, их качество и классификация). Ростов-на-Дону. Изд-во РГУ. 1991. 96 с.
12. Штеренберг Л. Е. К вопросу о природе Карельского шунгита//Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. № 3. С. 688—690.
13. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Изд-во Карелия. Петрозаводск. 1975. 240 с.

НИИ физической и органической
химии Ростовского государственного университета

Поступила в редакцию
1.П.1994



АДРИАН ВЛАДИМИРОВИЧ МАКЕДОНОВ

15 октября 1994 г. на 85 году ушел из жизни крупный ученый в области геологии угля и литологии, доктор геолого-минералогических наук Адриан Владимирович Македонов.

Адриан Владимирович родился в г. Смоленске в семье педагога. Успешно закончив в 1930 г. педагогический факультет Смоленского университета, он занялся научно-литературной деятельностью и в 1936 г. закончил аспирантуру по специальности «история русской литературы». В сферу литературных интересов А. В. Македонова входило изучение творчества Пушкина и Твардовского. С последним он всю жизнь поддерживал дружеские отношения. С 1934 г. А. В. Македонов — член Союза советских писателей.

Блестяще начатая творческая работа оборвалась в 1937 г., когда А. В. Македонов был арестован, а позднее (9 февраля 1938 г.) осужден по ложному обвинению Особым совещанием при НКВД СССР и выслан в Воркуту, где был в заключении до марта 1946 г. (реабилитирован в 1955 г.).

В Воркутлаг А. В. Македонов, окончив курсы коллекторов, направил свой талант и энергию на геологические исследования, которые стали главным делом всей его последующей жизни. С 1941 г. он уже проводит самостоятельные литологические исследования, будучи техником-геологом треста Воркутауголь.

В 1950 г. А. В. Македонов заочно с отличием закончил географический факультет Саратовского университета и уже в 1954 г. успешно защитил в ИГН АН СССР кандидатскую диссертацию. Все это время он продолжает работать в Воркуте, где организовал и возглавил литологическую лабораторию и курировал все литологические работы в системе геологоразведочной службы Печорского бассейна.

В 1960 г. после прохождения по конкурсу он вступил в должность старшего научного сотрудника Лаборатории геологии угля АН СССР в Ленинграде. В 1962 г. в этой же должности он был переведен во Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСГЕИ), где в 1967 г. защитил докторскую диссертацию по Печорскому бассейну.

Научная деятельность А. В. Македонова в области геологии была достаточно разносторонняя и касалась самых различных аспектов угольной геологии, литологии, геохимии, палеогеографии. Сильной стороной его лучших работ являлось сочетание исключительной деятельности и всесторонности полевого изучения объекта исследования, прекрасной осведомленности о состоянии изученности вопроса в мировой литературе и энциклопедических знаний по широкому кругу научных дисциплин. Поэтому исследования А. В. Македонова отличались комплексным, системным подходом к решению поставленной задачи. К этому следует добавить умение организовать и правильно ориентировать работу научных коллективов.

Всего А. В. Македоновым опубликовано более 150 научных работ, в том числе 10 монографий по угольной геологии, современному осадконакоплению, конкреционному анализу, методам литофациального анализа и типизации осадков гумидных зон.

Разработанный А. В. Македоновым новый метод конкреционного анализа получил всеобщее признание и дальнейшее развитие. Сфера его применения постоянно расширяется. Из других основополагающих монографий, где А. В. Македонов был научным руководителем и основным автором, следует отметить «Историю угленакопления в Печорском бассейне» и «Методы корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов».

Неоценим вклад А. В. Македонова в изучение современных ландшафтных обстановок торфонакопления и формирования аналогов угленосных формаций в различных физико-географических районах (Прибалтика, Валдай, Рижская низменность, Камчатка). Кроме участия в возглавляемых им исследованиях, он обобщил огромную мировую литературу по данному вопросу. Дальнейшее развитие эти вопросы получили в его книге «Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон», вышедшей в 1985 г.

А. В. Македонов внес весомый вклад в разработку теории и практики прогноза угольных месторождений, в развитие минерально-сырьевой базы Печорского бассейна, особенно в части высококачественных коксующихся углей. Много он сделал для разработки типовых легенд и методики составления карт прогноза угленосности. В последние годы большое внимание им уделялось проблемам систематики и дисимметрии угленосных формаций.

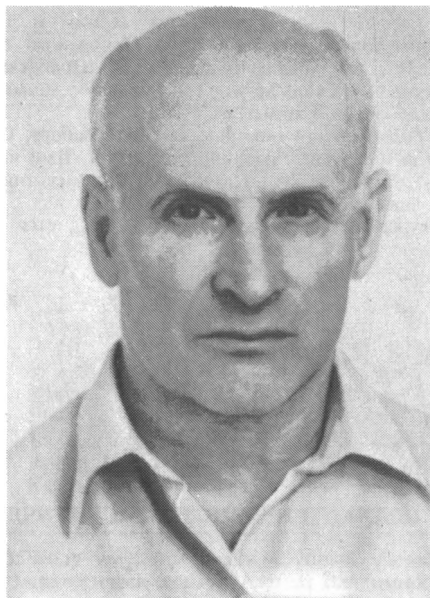
А. В. Македонов проводил большую научно-общественную работу. С 1948 г. активно участвовал в геологических совещаниях и симпозиумах различного уровня. Был членом Московского общества испытателей природы и Санкт-Петербургской писательской организации. Имел награды на освоение Печорского бассейна, а также знак «Отличник разведки недр».

Память о Адриане Владимировиче Македонове навсегда останется в наших сердцах.

Редакция журнала «Литология и
полезные ископаемые»

Межведомственный
литологический комитет РАН

Сотрудники ВСЕГЕИ



К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГА

Лазарь Ефимович Штеренберг пришел в Угольную лабораторию института геологических наук АН СССР, возглавляемую В. С. Яблоковым (научный руководитель член-кор. АН СССР Ю. А. Жемчужников), в 1951 г., после службы в армии и работы на урановых рудниках. Его труд был высоко оценен Почетной грамотой Президиума Верховного Совета Таджикской ССР. С этого времени началась кипучая и многогранная научная деятельность Л. Е. Штеренберга. Ему удалось разработать метод изготовления прозрачных шлифов из углей высоких стадий метаморфизма. Он доказал, что при преобразовании растительных тканей торфов в угли высокой степени метаморфизма клеточное строение ОВ сохраняется и может наблюдаться при больших увеличениях под микроскопом. Л. Е. Штеренберг установил связь германия с витринизированными компонентами углей. Одной из важнейших проблем угольной геологии в прошлом и в настоящее время являются выбросы угля и газа на шахтах. Л. Е. Штеренберг впервые обосновал их связь с тектонической нарушенностью пластов и в качестве предупреждающих мер рекомендовал обратить внимание на перетертые угли, доведенные до естественных брикетов. Завершающей его работой по угольной тематике явилась успешно защищенная в 1958 г. кандидатская диссертация на тему: «Генетические типы антрацитовых углей Донбасса». С конца 50-х годов Л. Е. Штеренберг под руководством акад. Н. М. Страхова проводил геохимическое изучение марганцевых руд Северо-Восточного Приуралья, а позднее — Чиатурского месторождения. Им была установлена тесная связь рудообразования с климатическими условиями и тектоническими процессами. Несомненный вклад Л. Е. Штеренберга в разработку осадочного марганцево-рудного процесса был значителен, что нашло отражение в списке авторского коллектива, где он поставлен сразу же после Н. М. Страхова.

С середины 70-х годов Л. Е. Штеренберг начинает изучать литологию континентальных отложений и железомарганцевое рудообразование в озерных водоемах северной гумидной зоны России. Им было показано, что формирование железомарганцевых озерных руд четко обуславливается климатической зональностью, господствующей на водосборах. Руды образуются на фоне обычных кларковых содержаний макро- и микроэлементов в породах питающих провинций. Рудогенез контролируется процессами диагенеза осадков, накапливающихся в водоемах. В озерах северной гумидной зоны образуются генетически разные типы руд, формирование которых связывается с различными процессами. Он выделил два типа руд (озерные и озерно-болотные), различающиеся не только механизмом их образования, но и химико-минеральным составом. Л. Е. Штеренберг обратил внимание на непременное участие в осадочном рудообразовании ряда марганец- и железоокисляющих микроорганизмов.

Исследование Fe-Mn-рудообразования в Баренцевом, Белом, Балтийском и Черном морях показало, что оно практически не отличается от озерного и протекает под влиянием диагенеза при активном участии органического вещества. В Японском море рудообразование протекает под влиянием гидротермальных процессов, в то время как в Охотском море формирование Fe-Mn-образований контролируется как гидротермальными, так и осадочными процессами. В составе Fe-Mn-конкреций Черного моря установлены марганцевые минералы (тодорокит и бёрнессит), ранее связываемые многими исследователями с гидротермальными процессами, и карбонаты марганца сложного состава. Последние обнаружены в составе конкреций Балтийского и ряда других морей. Результаты исследований по данной тематике позволили ему в 1980 г. защитить докторскую диссертацию на тему: «Осадкообразование и диагенез в озерах северной гумидной зоны».

Дальнейшие исследования Л. Е. Штеренберга были направлены на сравнительное изучение озерных, морских и океанских железомарганцевых конкреционных руд, для чего он участвовал в 9-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в Тихом океане. Им установлена господствующая роль рентгеноаморфных марганцевых минералов в конкрециях, среди которых обнаружены новые, ранее не известные минералы (смешанослойный неупорядоченный асболап-бузерит и др.).

В последние годы Л. Е. Штеренберг уделял большое внимание самородным металлам, обнаруженным им в базальтах, металлоносных осадках и Fe-Mn-конкрециях океанов. Им одним из первых установлены природный самородный алюминий, а также железо, медь, цинк, олово, золото, серебро и другие металлы и их интерметаллические соединения. В последние годы он оказал существенную помощь в комплексировании сейсмостратиграфии и литологии для раскрытия общих закономерностей строения Мирового океана и происходящих в нем геологических процессов.

Л. Е. Штеренберг автор изобретения «Направляющая пленка для замеров элементов залегания трещин в углях» и ряда предложений: разъемная центрифужная пробирка, приспособления для нарезки рентгеновской пленки; насадка для фотографирования под микроскопом; методы окрашивания карбонатных минералов в открытых шлифах; обесцвечивание марганцевых образований в шлифах и аншлифах; отделение марганца от железа и др.

Л. Е. Штеренбергом опубликовано более 160 работ. Он является участником Великой Отечественной войны. Награжден орденами Отечественной войны II степени, «Красная Звезда» и многими медалями. Л. Е. Штеренберг, как опытный и многогранный литолог, постоянно консультирует и оказывает помощь многим сотрудникам института и других организаций.

Пожелаем ему дальнейших успехов в развитии нашей науки.



НИКОЛАЙ ПАВЛОВИЧ ХОЖАИНОВ

Российская геологическая наука понесла тяжелую утрату — 21 июля 1993 г. после продолжительной и тяжелой болезни скончался профессор кафедры общей геологии Воронежского университета, доктор геолого-минералогических наук, известный литолог Хожайнов Николай Павлович.

Николай Павлович Хожайнов родился 11 августа 1921 г. в деревне Верхнее Брусланово Краснинского района Липецкой области в семье рабочего. После окончания девяти классов в г. Воронеже в 1938 г. поступил на работу на авиационный завод, где получил квалификацию рабочего-шлифовальщика, одновременно закончил вечернюю среднюю школу. В 1939 г. стал студентом геологического факультета Воронежского госуниверситета. В октябре 1941 г. был призван в армию, прошел тяжелый фронтный путь от рядового пулеметного расчета до старшего сержанта, командира отделения радистов, участвовал в боях под Сталинградом, на Курской дуге (под Белгородом) и на Украине. Закончил войну в Германии. После демобилизации в октябре 1945 г. приступил к занятиям на 3-м курсе геологического факультета. Как наиболее способный студент-выпускник в 1949 г. он оставлен для работы на кафедре палеонтологии и исторической геологии в качестве ассистента. Благоприятное влияние на становление Н. П. Хожайнова как ученого оказали известные профессора Д. И. Дамперов и С. Г. Вишняков. В ноябре 1950 г. Н. П. Хожайнов поступает в аспирантуру к профессору С. Г. Вишнякову, и с этого момента и до конца его дней жизнь и деятельность Н. П. Хожайнова тесно связана с кафедрой общей геологии, на которой в 50-е годы под руководством С. Г. Вишнякова и при активном участии Н. П. Хожайнова создавалось литологическое направление. На этой кафедре Н. П. Хожайнов в 1954 г. защитил кандидатскую диссертацию по латненским огнеупорным глинам, стал доцентом и после кончины С. Г. Вишнякова в 1964 г. в течение почти 25 лет возглавлял кафедру общей геологии. В 1972 г. успешно защитил докторскую диссертацию на тему «Литология терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антеклизы и проблемы их рудоносности». Н. П. Хожайнов был литологом широкого профиля и оставил большой след в изучении осадочного чехла и полезных ископаемых Воронежской антеклизы. В круг его интересов входили как общие вопросы литологии и палеогеографии, так и конкретные полезные ископаемые (глины, россыпи, бокситы, фосфориты, мел, строительные материалы). Перу Н. П. Хожайнова принадлежит 6 монографий, около 110 статей и 15 крупных научно-производственных отчетов.

Николай Павлович Хожайнов был блестящим педагогом и лектором. Сотни выпускников геологического факультета считают его своим учителем, он подготовил 12 кандидатов наук, часть из которых в настоящее время стали докторами наук.

В течение длительного времени Николай Павлович Хожанин был членом Междуведомственного литологического комитета РАН. Его ратные подвиги и упорный труд отмечены многими медалями и орденами Родины.

Николай Павлович ушел из жизни, не успев осуществить многие научные и учебно-методические планы и разработки, но его ученики преисполнены желания выполнить их. Память об этом удивительном, разносторонне образованном и интеллигентном человеке навсегда сохранится в сердцах его коллег, сотрудников и учеников.

Редколлегия журнала «Литология
и полезные ископаемые»

Междуведомственный литологический комитет РАН

Геологический факультет Воронежского госуниверситета

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1994 ГОД

<i>Бебешев И. И.</i> История развития Тянь-Шаня в юре	№ 1
<i>Виноградов В. И., Покровский Б. Г., Пустыльников А. М., Муравьев В. И., Шатский Г. В., Буюкайте М. И., Луканин А. О.</i> Изотопногеохимические особенности и возраст верхне- докембрийских отложений запада Сибирской платформы	№ 4
<i>Виноградов В. И., Кулешов В. Н., Луканин А. О., Осокин П. В.</i> Изотопный состав неодима и стронция в фосфоритах Монголии и Каратау как показатель среды фосфатонакопления в венд-кембрийское время	№ 6
<i>Габлина И. Ф., Михайлова А. И.</i> Закономерности локализации медного оруденения на Удо- канском месторождении	№ 3
<i>Гаврилов Ю. О.</i> Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1. Седиментологические аспекты формирования отложений	№ 4
<i>Гаврилов Ю. О.</i> Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс. Сообщение 2. Динамика формирования комплекса	№ 5
<i>Гептнер А. Р., Ивановская Т. А., Ушатинская Г. Т.</i> К вопросу о биохемогенном происхождении слоистых силикатов глауконит-иллитового состава	№ 1
<i>Гептнер А. Р., Покровский Б. Г., Садчикова Т. А., Сулержицкий Л. Д., Черняховский А. Г.</i> Локальная карбонатизация осадков Белого моря (концепция микробиологического образо- вания)	№ 5
<i>Гершанович Д. Е.</i> Некоторые аспекты четвертичной седиментации органического вещества на севере Тихого океана	№ 3
<i>Горжевский Д. И., Донец А. И.</i> Происхождение парагенезиса цветных металлов и нафтидов в осадочных бассейнах карбонатного типа	№ 1
<i>Дмитриев Ю. И., Горшков А. И., Дмитриева М. Т., Березовская В. В., Долинина Ю. В., Каленчук Г. Е., Муравицкая Г. Н.</i> Химизм базальтов, Fe — Mn-конкреций и корок с подводных гор северо-западной части Тихого океана	№ 1
<i>Дубинин А. В., Стрекопытов С. В.</i> Геохимия редкоземельных элементов в процессах образования железомарганцевых конкреций в Перуанской котловине Тихого океана	№ 4
<i>Зверев В. П., Мигунов Л. В.</i> Термодинамическое моделирование гидрогеохимических процессов в надсолевой толще Верхнекамского района	№ 2
<i>Ивановская Т. А.</i> Глобулярные слоистые силикаты глауконит — иллитового состава в отложениях дебенгдинской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие)	№ 6
<i>Константиновский А. А.</i> К проблеме обнаружения золота в древних конгломератах России	№ 2
<i>Конюхов А. И.</i> Эволюция осадочных бассейнов в зонах коллизии континента с островными вулканическими дугами	№ 2
<i>Кузнецов А. Г., Злотник-Хоткевич А. Г., Чекали В. М.</i> Особенности формирования рудо- вмещающих фаций и обломочных руд Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)	№ 2
<i>Кузьменко Ю. Т., Куклинский А. Я., Пименов Ю. Г.</i> Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнего протерозоя района г. Москвы	№ 1

Лисицин А. К. Экзогенные урановые месторождения — возможные места захоронения радио-активных отходов	№ 6
Лукин А. Е., Гарипов О. М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений среднеширотного Приобья	№ 5
Маслов А. А. Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн	№ 5
Морозов А. А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 1. Формы Fe и S в голоценовых отложениях некоторых районов шельфа	№ 4
Морозов А. А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 2. Ранний диагенез осадков и его роль в голоценовом осадкообразовании на шельфе	№ 5
Мехтиев Ш. Ф., Пашалы Н. В., Бунят-Заде З. А., Джаваншир Р. Д., Иманов А. А., Хейров М. Б., Сараджалинская Т. М. О прогнозировании глинистых флюидоупоров в глубоко-погруженных отложениях Восточного Азербайджана	№ 6
Недумов Р. И. Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 2. Влияние палеорек на особенности седиментации в бассейнах Предкавказья	№ 1
Осипенко А. Б., Егоров Ю. О., Фазлуллин С. М., Гавриленко Г. М., Шулькин В. И., Черткова Л. В. Современная подводная гидротермальная деятельность в зоне Таупо-Роторуа (залив Пленти, Новая Зеландия)	№ 1
Резников А. Н. Определение возраста гидротерм кинетико-геохимическим методом	№ 4
Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Алтухов С. П., Княжев С. С., Середа В. Я., Шибрик В. И. Новые данные о рудной зональности Атасуйских железомарганцевых месторождений	№ 5
Рубанов И. В. Осадки современной осушки Аральского моря, их диагенез и влияние на экологию Приаралья	№ 2
Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан)	№ 3
Сафронов В. Т. Геохимические особенности и условия формирования углеродсодержащих пород ульдзит-гольского комплекса Центральной Монголии	№ 1
Свальнов В. Н., Кулешов В. Н. Кальциевый родохрозит в осадках Гватемальской котловины	№ 3
Свальнов В. Н. Четвертичные осадки Гватемальской котловины	№ 6
Симанович И. М., Костылева В. В. Постседиментационные изменения девонских отложений Среднего Тимана	№ 2
Симанович И. М., Андриянов Н. Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье)	№ 3
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я. Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба. Сообщение 1. Закономерности процессов сульфидообразования в торфяниках прибрежно-континентальной полосы Колхиды	№ 1
Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И., Кизильштейн Л. Я. Сульфидообразование в области современного торфонакопления Рионского межгорного прогиба. Сообщение 2. Закономерности распределения пирита в торфяниках прибрежно-континентальной полосы Колхиды	№ 2
Тимофеев П. П. Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа)	№ 6
Тримонис Э. С., Свиридов Н. И. О геологическом строении Северо-Восточной Балтики	№ 4
Хворова И. В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах) Сообщение 1. Основные черты седиментогенеза в эпиконтинентальных морях мезозоя и кайнозоя	№ 6
Холодов В. Н. Кривая Л. И. Салопа — Дж. Гиллули — реальность или артефакт?	№ 2
Холодов В. Н. О чем свидетельствует изучение изотопов стронция и неодима в древних фосфоритах?	№ 6
Штеренберг Л. Е. Карбонаты в озерах северной части Русской плиты	№ 3
Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Соколова А. Л., Салынь А. Л., Покровская Е. В. Поведение Fe — Mn океанских конкреционных руд осадочного генезиса при термической обработке	№ 5
Шульга В. Ф. Карбоновые угленосные отложения Львовско-Волынского бассейна	№ 3
Юров Ю. Л. Криогенные процессы в гранулометрическом составе осадочных образований	№ 3

Андреичева Л. Н. Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона	№ 1
Буслаева Е. Ю., Новгородова М. И. Органические соединения и их металлоносность в углеродсодержащих породах рудных узлов Южного Приморья	№ 6
Виноградов В. И., Пустыльников А. М. Изотопный состав серы кембрийских эвалоритов сибирской платформы как показатель активности биосферы и условий осадконакопления	№ 5
Гаврилов Ю. О. О гравитационном перемещении осадочных масс на поверхности конуса выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ)	№ 2
Гареев Э. З., Маслов А. В. Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале	№ 4
Жегалло Е. А., Замирайлова А. Г., Замин Ю. Н. Микроорганизмы в составе пород куонамской свиты нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы (р. Молодо)	№ 5
Загородных В. А. Новый тип калийно-магниевого солей в цехштейне Южной Прибалтики	№ 1
Конищев В. С. Среднедевонские соленосные отложения и органогенные постройки Припятского прогиба	№ 5
Курило М. В. Распределение рудных элементов по компонентам пород угленосной формации Донбасса	№ 3
Курило М. В. Рудно-углеводородная зональность и стадийные изменения вмещающих пород Донбасса	№ 5
Мигунов Л. В. К вопросу гипсотизации ангидритов (на примере Верхнекамского района)	№ 4
Музылев Н. Г., Нишанходжаев Р. Н., Расулов У. М., Салибаев Г. Х., Ибрагимов Р. Н. Верхнепалеоценовые горючие сланцы Средней Азии	№ 1
Орлеанский В. К., Пауль Р. К., Жегалло Е. А., Мудренко Л. М. Лабораторное моделирование онколитоподобных фосфатных образований	№ 4
Седлецкий В. И., Байков А. А., Семенов Г. А. Позднеюрский галогенез и тектонический режим на Скифско-Туранской Платформе	№ 6
Снежко В. А., Энна Н. Л., Овсепянц Ю. А., Киричко Ю. А. Стронциевое оруденение в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях Дагестана	№ 2
Тихомирова Н. С., Орлеанский В. К. Моделирование фосфатоосаждения в лабораторных культурах цианобактерий	№ 1
Харлашин А. П. Золото в гипергенных фосфоритах Букантау (Северные Кызылкумы)	№ 1

Методика

Кизильштейн Л. Я., Шпицглюз А. Л. Новый метод петрографического изучения фоссилизированных остатков низших растений в сапропелевых углях, горючих и черных сланцах	№ 6
Ныров А. А. К методике определения и значению воды в минералах	№ 4
Сианисян Э. С., Резников А. Н. Опыт оценки палеотемператур и динамокатагенетического фактора осадочных отложений на примере сверхглубоких скважин Предкавказья	№ 3
Туманов В. Р., Жарикова Л. П., Сафарова С. А. Комплексное использование палинологических, геохимических и минералогических данных для выявления палеоклиматических событий в областях терригенного осадконакопления	№ 5
Шведов В. Н., Кулиев З. Д. Изотопный состав кислорода в данбуритах из позднеюрских гипсоангидритовых пород юго-восточного Туркменистана	№ 2

Критика

Кононов В. И., Щербаков А. В. О книге С. И. Смирнова «Историческая гидрогеология».	№ 2
--	-----

К восьмидесятилетию Н. В. Логвиненко	№ 4
К 75-летию П. П. Тимофеева	№ 2
К 80-летию А. Б. Ронова	№ 2
К 80-летию со дня рождения Л. Е. Штеренберга	№ 6
Памяти В. Д. Шутова (1923—1981)	№ 1
<u>Владимир Викторович Бурков</u>	№ 2
<u>Адриан Владимирович Македонов</u>	№ 6
<u>Шафаят Фархад оглы Мехтиев</u>	№ 4
<u>Николай Павлович Хожанов</u>	№ 6
Содержание журнала за 1994 год	№ 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П. П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), **ВОЛКОВ И. И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А. Н.**,
ЗОЛОТАРЕВ Б. П., **КОНОНОВ В. И.**, **КОНЮХОВ А. И.**, **МАШКОВЦЕВ Г. А.**,
МИГДИСОВ А. А., **МУРДМАА И. О.**, **РОНОВ А. Б.**, **СЕДЛЕЦКИЙ В. И.**,
СИДОРЕНКО С. А., **ЯПАСКУРТ О. В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V. N. (editor), **TIMOFEEV P. P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B. M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I. I.**, **DMITRIEVSKY A. N.**,
ZOLOTARYOV B. P., **KONONOV V. I.**, **KONYUKHOV A. I.**, **MASHKOVTSSEV G. A.**,
MIGDISOV A. A., **MURDMAA I. O.**, **RONOV A. B.**, **SEPLETSKY V. I.**,
SIDORENKO S. A., **YAPASKURT O. V.**

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Денисова

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 02.10.94 г.	Подписано к печати 18.11.94	Формат бумаги 70×100 ¹ / ₁₆
Печать офсетная.	Усл. печ. л. 11,7	Усл. кр.-отт. 4,4 тыс.
	Тираж 367 экз.	Уч.-изд. л. Бум. л. 4,5
	Зак. 1739	

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7
ГИН РАН: тел. 230-81-77

Московская типография № 2 РАН 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Издательство "Наука"
обращает ваше внимание на следующие книги:

Экспериментальные проблемы геологии. — М.: Наука. 1994. — 68,7 л. (п)

В книге приведены оригинальные данные теоретических и экспериментальных исследований в области физико-химической петрологии, минералогии и геохимии.

*По всем вопросам приобретения книг просим обращаться,
в Торговую фирму "Академкнига" по адресу:
103624, ГСП, Москва, Б. Черкасский пер., 2/10.
Тел. торгового отдела: 923-72-84.*

1186 р.
каталожная цена

500 р.
Индекс 70493