

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

ISSN 0024—497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1979

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

1

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

1979

СОДЕРЖАНИЕ

• Тимофеев П. П., Шербаков А. В. Проблема энергетики осадочного процесса	3
• Леин А. Ю., Логвиненко Н. В., Сулержицкий Л. Д., Волков И. И. Об источнике углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива	23
• Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-П	30
• Выхристюк Л. А. Аморфный кремнезем в донных осадках Байкала	43
• Симанович И. М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах	52
• Савко А. Д., Щеголев И. Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежского массива	64
• Негруца Т. Ф. Валунно-галечные конгломераты раннего докембрия и проблема тиллитов в восточной части Балтийского щита	74
• Маргулис Е. А. Эволюционный ряд типов граувакк на примере палеогеновых отложений о. Сахалина	89
• Ван А. В., Колодезников К. Е. Минералогические типы туфов в среднепалеозойских отложениях запада Виллюйской синеклизы	99
• Адамчук И. П., Пачаджанов Д. Н. Типы распределения элементов в юрских отложениях Таджикской депрессии и их геохимическая подвижность	112
• Деревягин В. С., Морозов Л. Н., Свидзинский С. А. Строение и особенности формирования галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей	122

Краткие сообщения.

• Курбацкая Ф. А. О положении верхней границы позднего метазенеза на Западном Урале	139
---	-----

Методика

• Гусейнов А. А., Янышина Н. А. К методике поисков литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек нефти и газа	146
---	-----

Хроника

• Коссовская А. Г., Петрова В. В. Всесоюзный семинар «Геология, генезис и использование цеолитов» (Звенигород, 1978 г.)	152
• Афанасьева И. М., Даныш В. В., Ткачук Л. Г. Вопросы литологии на XI конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации	154
• <u>Владимир Пантелеймонович Казаринов</u>	156

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

1

JANUARY — FEBRUARY

1979

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Shcherbakov A. V.</i> Problem of energetics of the sedimentary process	3
<i>Lein A. Yu., Logvinenko N. V., Sulerzhitsky L. D., Volkov I. I.</i> On origin of carbon and age of diagenetic carbonate concretions of the Gulf of California	23
<i>Butuzova G. Yu., Drits V. A., Lisitsina N. A., Tsipursky S. I., Dmitrik A. L.</i> Dynamics of clay minerals formation in ore-bearing sediments of the Atlantis-II basin	30
<i>Vykhristyuk L. A.</i> Amorphous silica in the Baikal bottom sediments	43
<i>Simanovich I. M.</i> Potash feldspar in oceanic basalts	52
<i>Savko A. D., Shchegolev I. N.</i> Epochs of weathering crust formation in the Precambrian of the Voronezh massif	64
<i>Negrutsa T. F.</i> Rubbly-pebbled conglomerates of the Early Precambrian and problem of tillites in the eastern part of the Baltic shield	74
<i>Margulis E. A.</i> Evolutionary row of greywacke types as evidenced by Paleogene deposits of Sakhalin	89
<i>Van A. V., Kolodeznikov K. E.</i> Mineralogical types of tuffs in Middle Paleozoic deposits of the west of the Vilyui syncline	99
<i>Adamchuk I. P., Pachadzhanov D. N.</i> Types of element distribution in Jurassic deposits of the Tajik depression and their geochemical mobility	112
<i>Derevyagin V. S., Morozov L. N., Svidzinsky S. A.</i> Structure and formation peculiarities of halogenic beds of the Elton saline-dome deposit of potash salt	122

Brief communications

<i>Kurbatskaya F. A.</i> On position of the upper boundary of late metagenesis in the Western Urals	139
---	-----

Methods

<i>Guseinov A. A., Yanshina N. A.</i> On methods of search for lithological, stratigraphic and combined oil and gas traps	146
---	-----

Chronicles

<i>Kossovskaia A. G., Petrova V. V.</i> All-Union seminar «Geology, genesis and utilization of zeolites» (Zvenigorod, 1978)	152
<i>Afanasieva I. M., Danysh V. V., Tkachuk L. G.</i> Lithological problems at XI Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association	154

<u>Vladimir Panteleimonovich Kazarinov</u>	156
--	-----

УДК 550.4:551.3

ПРОБЛЕМА ЭНЕРГЕТИКИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

П. П. ТИМОФЕЕВ, А. В. ЩЕРБАКОВ

Впервые излагаются проблемные вопросы комплексного изучения энергетики осадочного процесса, которые непосредственно связаны с осадочным минерало- и породообразованием, их изменением, а также формированием и разрушением месторождений осадочных полезных ископаемых. Показана энергетическая роль кислородной атмосферы и подземной гидросферы в экзогенных процессах верхней части земной коры как активного фактора разрядки потенциальной химической энергии. Кратко освещаются основные направления, первоочередные задачи и методы исследований энергетического баланса осадочного процесса.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема энергетики осадочного процесса имеет важное значение для решения кардинальных вопросов геологии и правильного понимания геологической истории всей земной коры. С разработкой этой проблемы связаны также и разносторонние исследования в области осадочного породообразования и смежные с ней разделы знаний, начиная с мобилизации исходных веществ и кончая их осаждением в водной среде с последующим преобразованием осадков в горные породы и полезные ископаемые.

Под энергетикой осадочного процесса в широком смысле понимается совокупность источников энергии и энергетических эффектов (тепловых, механических и др.), определяющих и контролирующих образование и эволюцию минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли (Тимофеев, Щербаков, 1978).

Проблеме энергетики термического режима Земли посвящена обширная литература как в Советском Союзе, так и за рубежом. Однако при анализе тех или иных геологических и геофизических процессов большинство исследователей (Кропоткин, 1948; Любимова, 1968; Левин и др., 1972, и др.) уделяет основное внимание общим расчетам количества выделенной тепловой энергии в ходе эволюции Земли и ее современному геотермическому состоянию, вопросам генерации тепла земной коры и мантии в целом, тогда как энергетика осадочного процесса и ее роль в преобразовании минерального и органического вещества горных пород остаются вне поля зрения. Отмечая этот недостаток, В. И. Вернадский еще в 1933 г. писал: «Энергетика земной коры есть та проблема, которая стоит сейчас перед геологом. Для ее создания уже собран огромный эмпирический материал, он не сведен и не учтен. Энергетика земной коры должна дать на фоне количественного учета разнообразных масс, которые составляют земную кору, и их физической и химической количественной характеристики картину численно выраженного распределения свойственной им энергии...» (Вернадский, 1960, стр. 157).

Вопросу геоэнергетической теории много внимания было посвящено А. Е. Ферсманом (1955), применившим метод подсчета энергии решеток

и в первом приближении наметившим решение вопроса об энергетике магматических процессов. Теория А. Е. Ферсмана сыграла огромную роль в дальнейшем развитии учения об энергетической направленности процессов минералообразования в земной коре. Значительным шагом вперед явились работы Д. С. Коржинского, Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) и др. по термодинамическому анализу геохимических процессов. В свете этих работ большое значение приобрело знание величин изобарно-изотермических (изобарных) потенциалов образования различных минералов в широком диапазоне температур (Летников, 1965).

Нетрудно видеть, что с проблемой энергетики осадочного процесса тесно связаны важные вопросы термобарического (температура, давление) и термохимического (тепловой эффект химической реакции) режимов земной коры, обуславливающих превращение одних видов энергии в другие. К основным видам энергии Земли можно отнести внутреннюю, гравитационную, химическую и тепловую. Другие виды энергии геохимических процессов, такие, как теплоемкость расплава и тектонические движения, имеют подчиненное значение.

В тепловом поле происходят разнообразные изменения вещественного состава осадочных пород, интенсивность которых зависит в свою очередь от литолого-фациальных и гидрогеохимических условий, а также от фазово-агрегатного состояния природных систем.

Направленность и интенсивность взаимодействия между вещественным составом осадочных пород и газовой средой контролируется специфическими особенностями гидрогеохимических сред и физико-химическими равновесиями карбонатных, сульфатных и силикатных природных систем, большинство из которых могут быть описаны термодинамическими уравнениями, что в свою очередь позволяет строить различного рода геохимические модели. Подобный подход к изучению физико-химической эволюции природных систем исходит из принципа локальных равновесий Д. С. Коржинского (1962), заключающегося в том, что необратимый в целом процесс природного минералообразования можно разбить на ряд элементарных в пространстве и времени этапов, для которых выполняются условия термодинамического равновесия.

Таким образом, метод термодинамического анализа и последующего подтверждения моделей фактическим материалом является одним из основных путей количественной оценки протекающих в недрах Земли минералообразующих химических реакций.

Проблема энергетики осадочного процесса по внутреннему своему содержанию является комплексной. Поэтому ее разрешение возможно лишь при связи со смежными дисциплинами литолого-фациального, минералогического, химического, гидрогеохимического и геотермического профилей. Только такие исследования могут дать обоснованные критерии для познания процессов формирования и преобразования осадочных толщ под влиянием энергетических факторов как эндогенного, так и экзогенного происхождения.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ

Источники тепловой энергии в недрах Земли по генетическим признакам делятся на две основные группы: к первой относятся эндогенные источники — тепло радиоактивного распада, ко второй — экзогенные источники, главным образом солнечная радиация.

Эндогенные источники. В настоящее время широко распространено мнение, что наиболее важным источником энергии Земли является тепловая энергия, освобождающаяся при радиоактивном распаде урана, тория и калия. По расчетам Г. В. Войткевича (1956), количество тепло-

вой энергии, выделяемой в настоящее время в земной коре радиоактивными элементами, составляет, кал/год : U^{238} — $171,8 \cdot 10^{18}$, U^{235} — $7,14 \cdot 10^{18}$, Th — $173,57 \cdot 10^{18}$ и K^{40} — $73,83 \cdot 10^{18}$. Всего, таким образом, указанные радиоактивные элементы выделяют ежегодно $4,26 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$. Эта цифра близка к величине тепловых потоков, составляющей $2 \cdot 10^{20} \text{ кал/год}$ (Фролов, 1976).

Энергия других эндогенных источников тепла (гравитация, высвобождение и затрата литогенного тепла при тектогенезе, физико-химические процессы литогенеза и др.) ввиду большой сложности их расчетов практически не принимается во внимание. Теоретические расчеты тепловой модели Земли увязываются в конечном итоге с регистрируемыми тепловыми потоками в скважинах у поверхности Земли. Экстраполяция температуры на глубину производится исходя из априорных представлений о единственности источника тепла — радиоактивного распада. Между тем принятому мнению противоречат следующие факты:

наблюдающееся равенство среднего теплового потока ($1,5 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2$) как для материков, так и для дна океана, хотя известно, что 70% радиоактивных элементов приурочено к кислым породам, мощность которых на суше во много раз больше, чем под океаном;

присутствие в пластах углеводородов в общем приводит к повышению плотности теплового потока вне зависимости от возраста складчатости нефтегазоносных провинций;

повышенный геотермический градиент наблюдается в угольных и нефтяных месторождениях, тогда как даже в таких богатых радиоактивными элементами месторождениях, какими являются урановые месторождения, геотермический градиент не повышен.

Имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о том, что вопросы причинности неравномерного распределения тепловой энергии в Земле и механизмов концентрации ее в пространстве и времени остаются пока не решенными.

Экзогенные источники. Земля как космическое тело находится в постоянном взаимодействии с космосом, получая оттуда, главным образом от Солнца, подавляющее количество энергии ($1,3 \cdot 10^{24} \text{ кал/год}$). По расчетам А. А. Саукова (1966), экзогенные источники энергии примерно в 5000 раз мощнее эндогенных. Солнечная радиация за время существования Земли остается в основном постоянной и является важнейшим источником энергии для большинства процессов, протекающих в осадочной оболочке земного шара.

На постоянство солнечного излучения в истории Земли указывает непрерывное существование и развитие органической жизни на земном шаре, начиная с раннего архея и доныне.

Аккумуляция и передача солнечной энергии через осадочный процесс в недра Земли осуществляются разными путями (Панюков, 1953; Пустовалов, 1956; Швецов, 1974, и др.): путем захоронения в недра Земли растительных и животных остатков, которые в конечном итоге преобразуются в уголь, нефть, битумы, горючие сланцы и другие горючие вещества; путем приповерхностной диспергации колоссальной массы монолитных пород в грубо- и тонкодисперсные системы; путем захвата энергии кристаллическими решетками некоторых минералов в процессе их гипергенной перестройки (например, переход алюминия из четверной координации в шестерную, согласно с представлениями В. И. Лебедева и Н. В. Белова).

Д. С. Коржинский (1955), подвергший работы В. И. Лебедева (1953, 1954) и Н. В. Белова (1952) критике, считает, что принятые ими кристаллохимические основания, а также количественные выражения теплового эффекта не корректны. Тем не менее он не мог не признать, что «В. И. Лебедев прав, когда обращает внимание на ряд общеизвестных экзогенных процессов, при которых происходит повышение потенциа-

ной энергии поверхностных образований, в конечном счете энергии солнечных лучей» (Коржинский, 1955, стр. 59).

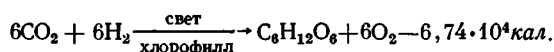
Идею переноса солнечной энергии терригенным материалом с земной поверхности в глубь недр на типичных примерах Предкавказья и Западно-Сибирской впадины в последние годы успешно развивает П. Ф. Швецов (1961, 1974). Он показал в своих работах, что совокупность процессов физического и химического выветривания современной коры совершается за счет солнечной радиации в суточных, внутрисезонных и годовых энергообменных циклах. И хотя коэффициент полезного действия этих процессов мал, все же за геологические отрезки времени они совершают гигантскую работу, преобразующую не только состав и строение коренных пород земной поверхности, но также изменяющую энергоресурсы многих участков литосферы материков. При уплотнении и литификации глинистых осадков под давлением вышележащих слоев происходит выделение значительного количества литогенного тепла, которое может составить существенное дополнение к энергетическому балансу земной коры.

Таким образом, приведенный краткий обзор существующих представлений об экзогенных источниках тепловой энергии позволяет рассматривать осадочную толщу пород как носитель огромных потенциальных запасов аккумулированной солнечной энергии, которую получала Земля на протяжении ее длительной геологической истории.

АКТИВНЫЕ ФАКТОРЫ ЭНЕРГЕТИКИ В СИСТЕМЕ ЗЕМНАЯ КОРА — АТМОСФЕРА

Среди активных факторов, определяющих развитие процесса в системе земная кора — атмосфера, основным и повсеместным видом фотохимической и тепловой энергии космоса являются лучи Солнца.

Под влиянием фотохимической (световой) энергии на поверхности Земли протекает жизнь растительного и животного мира с ее биохимическими реакциями и последующими региональными захоронениями органического вещества с огромными запасами аккумулированной солнечной энергии. Процесс углеродного питания зеленых растений, осуществляемый при помощи световой энергии, поглощаемой специальным пигментом — хлорофиллом, называется фотосинтезом. Суммарный результат фотосинтеза можно представить в виде следующей формулы:



Геохимическая роль фотосинтеза очень велика и многообразна. Солнечная энергия, поглощаемая в процессах фотосинтеза, переходит в образующееся живое органическое вещество. Это вещество в свою очередь служит источником энергии для других процессов, в частности микробиологических.

Подобно фотохимическим, тепловые лучи действуют непосредственно на земные процессы, согласно положению Освальда, вдвое ускоряя каждую химическую реакцию при повышении температуры ее течения на 10°С (Ферсман, 1955). Именно за счет энергии, создаваемой лучами Солнца и эндогенных источников, совершались и совершаются все процессы осадкообразования, в том числе процессы формирования месторождений осадочных полезных ископаемых.

Энергия Солнца, тепловая и химическая (лучистая), регулирующая физические и геохимические процессы в атмосфере, гидросфере и литосфере, может быть количественно учтена и выражена в калориях.

Энергетика атмосферы. Внешняя оболочка земного шара, называемая атмосферой, характеризуется газообразным состоянием почти всей массы ее атомов и свободным состоянием основных элементов — азота

и кислорода. Верхняя ее граница находится на высоте около 1000 км. Атмосфера состоит из трех слоев (снизу вверх): тропо-, страто- и ионосферы. Около 80% всей массы атмосферы, наиболее важной для геохимических процессов, приходится на долю тропосферы, 20% — стратосферы и 0,05% — ионосферы.

В атмосфере таятся громадная внутренняя энергия пара, находящегося под активным воздействием солнечной радиации. Здесь вода, переходя в пар, поглощает тепловую энергию Солнца. Со всей поверхности нашей планеты ежегодно испаряется, по данным М. И. Львовича (1966), $5,2 \cdot 10^5$ км³ воды. Из этого объема на площадь Мирового океана приходится $4,48 \cdot 10^5$ км³, а на площадь континентов — $0,72 \cdot 10^5$ км³ (т. е. в 6 раз меньше).

Пар поднимается высоко в атмосферу, переходя в жидкую фазу, конденсируется вокруг мельчайших частиц пыли и соли, плавающих в воздухе. При этом каждый грамм сконденсировавшейся воды отдает воздуху около 539 кал тепла. Движение атмосферы выполняет крупную энергетическую работу, осуществляя тепло- и массоперенос из одних широт в другие, в частности с помощью циклонов, причем большое значение имеют конвекционные токи воздуха, вызванные нагреванием Солнцем поверхности литосферы и гидросферы.

Оценка водной энергии в атмосферном круговороте показывает, что взвешенные в облаках капли воды имеют запас энергии, равный $2,8 \cdot 10^{21}$ кал, а энергия испарения воды с поверхности Земли составляет в год $3,4 \cdot 10^{23}$ кал.

Подавляющая масса атмосферных осадков в форме дождя, снега или града выпадает из облаков, находящихся не выше 5 км. Выпавшие на Землю осадки частью испаряются с поверхности суши и гидросферы, частью стекают в реки, моря и океаны, а частью просачиваются в твердую литосферу, формируя в ней новые водоносные горизонты или изменяя режим ранее существовавших подземных вод. С круговоротом воды связано движение огромных масс твердого вещества, которое в дисперсном виде переносится водными потоками и реками в пониженные области поверхности земного шара, занятые морями и океанами.

Таким образом, лучистая энергия Солнца, получаемая земной атмосферой, является ведущим фактором, вызывающим движение воздушных масс и определяющим в основном круговорот воды на поверхности Земли.

Энергетика гидросферы. Гидросфера — это прерывистая водная оболочка Земли, включающая поверхностные и подземные воды. Природные воды верхней части гидросферы, несущие активные атмосферные газы (кислород, углекислоту), являются главным фактором аэробных процессов, выполняя функции окисляющего, выщелачивающего, растворяющего и транспортирующего агентов. Вследствие этого геохимический характер окисления минерального и органического вещества горных пород почти полностью определяется энергетической ролью кислородных вод и физико-химическими равновесиями в системе (Тимофеев, Щербаков, 1972):



Свободный кислород, обладающий в водных растворах высокой химической активностью, участвует в разнообразных реакциях, протекающих в земной коре и охватывающих большинство химических элементов, в том числе все циклические, слагающие основную массу оболочек Земли. Он особенно активен в реакциях с минеральными восстановителями (углеродом, серой, сульфидами), экзогенными минералами с избытком кислорода (пирролюзитом, селитрой и др.), а также породами

с конденсированным кислородом (углистыми аргиллитами), накопленным ими путем сорбции в течение длительного инкубационного периода.

Большое значение имеют процессы окисления глубинных образований при помощи инфильтрационных вод, содержащих часто значительные количества растворенного кислорода или комплексные кислородные анионы, например $[\text{SO}_4]^{2-}$, способные в восстановительных условиях отдавать кислород. Однако область относящихся сюда явлений недостаточно разработана и находится еще в стадии становления.

Для более глубокого понимания геохимической роли свободного кислорода в природных окислительных процессах на Газогидрогеохимической карте, составленной под редакцией А. В. Щербакова (Щербаков и др., 1974), изолиниями впервые показана глубина его распространения в подземных водах наиболее изученных районов нашей страны. В условиях глубокой дренированности и промытости геологических структур подошва кислородных вод часто распространена на значительные глубины (до 1—3 км и более).

Примером могут служить данные опробования глубоких скважин Омской впадины (внутренняя, наиболее глубокая часть Иртышского артезианского бассейна, населенные пункты Убинская, Баган и др.), а также скважин Приташкентской части Сырдарьинского бассейна (г. Ташкент, стадион «Пищевик» и др.). Этими скважинами на глубине 1200—2435 м в пресных термальных водах обнаружены значительные концентрации растворенного кислорода (1—5 мг/л).

В стадию литогенеза в глубоких зонах земной коры генерация свободного кислорода возможна также за счет радиолиза подземных вод *in situ*. Имеется много данных (Вовк, 1974; Гуцало, 1971, и др.) по содержанию в подземных водах свободного кислорода, причем нередко он встречается в таких количествах (до нескольких десятков и сотен $\text{см}^3/\text{л}$) и на таких глубинах (2000—5000 м), что объяснить его присутствие там проникновением атмосферного кислорода невозможно.

Кислород при радиолизе воды выделяется в виде высокореакционных соединений (OH_2 , H_2O_2 , HO_2), которые выполняют окислительные функции и, лишь реагируя между собой, дают небольшой выход свободного кислорода. Общее количество кислорода, образовавшегося за счет разложения воды в земной коре, по данным И. Ф. Вовка (1974), почти в 20 раз превышает его современное содержание в атмосфере ($1 \cdot 10^{15}$ т), что свидетельствует о большой роли этого источника кислорода в окислительных процессах, протекающих в земной коре.

Таким образом, энергетическую роль свободного кислорода в процессах земной коры оценить не так легко. Однако уже сейчас можно утвердительно говорить об огромном влиянии этого фактора, с одной стороны, на интенсивность тех химических реакций, которые протекают с изменением валентности реагирующих элементов, с другой — на разрядку потенциальной химической энергии осадочных горных пород. Не следует связывать разрядку потенциальной энергии с одним из элементов, например углеродом, так как при недостатке кислорода, как это часто имеет место в глубоких зонах земной коры, отложения углерода в виде угля и графита никак не могут проявить своей энергии.

Энергетика литосферы. Под литосферой обычно понимается твердая наружная оболочка земного шара, ограниченная внизу астеносферой. Литосфера континентального типа в свою очередь может быть разделена на три подчиненных оболочки: 1) осадочная толща мощностью до 7,5 км; 2) толща гранитоидных пород мощностью от 15 до 40 км; 3) толща так называемых базальтовых пород, переходящая с глубиной в мантию, мощностью около 30 км.

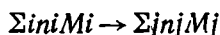
Осадочную толщу в разрезе литосферы следует рассматривать как активную область развития термических и геохимических процессов,

приводящих к образованию горных пород, минералов и месторождений полезных ископаемых. По своей природе эта толща является основным носителем огромных запасов солнечной энергии, аккумулированной органическим и минеральным веществом на поверхности Земли в процессе осадкообразования. В ходе последующей эволюции осадочных образований на протяжении длительной геологической истории становятся возможными обратные процессы окисления, разложения, выщелачивания, кристаллизации и соединения веществ с выделением или поглощением тепловой энергии. Среди разнообразных физико-химических процессов и преобразований осадочных и вулканогенно-осадочных минералов и горных пород наибольшим энергетическим эффектом обладают следующие группы геохимических и метаморфических реакций:

- 1) окисления органического вещества (каустобиолитов, углеводородных газов и др.), сульфидных и серных рудных залежей;
- 2) разложения и каолинитизации минералов и горных пород;
- 3) выщелачивания минералов и горных пород — известняков, гипсов, ангидритов, каменной соли и др.;
- 4) кристаллизации минералов и горных пород;
- 5) бактериального восстановления сульфатов и серных залежей;
- 6) гидратации и дегидратации солей;
- 7) метасоматоза и грейзенизации;
- 8) прогрессивного метаморфизма (регионального и контактового);
- 9) автометаморфизма (серпентизация, кристаллизация стекол и др.);
- 10) гидротермального метаморфизма (цеолитизация, анортитизация, альбитизация, серицитизация и др.).

Наши знания о ходе химических реакций и физико-химических факторах, действующих в природных системах осадочной оболочки Земли, весьма ограничены. Можно лишь отметить некоторые общие явления, показать направленность характерных реакций преобразования веществ и выразить их химическими уравнениями.

Законы равновесной термодинамики позволяют определить направление реакции и вычислить ее тепловой эффект, т. е. подойти к количественной оценке процесса. Тепловой эффект любой реакции



описывается уравнением изменения энтальпии:

$$\Delta H_{298}^{\circ} = \sum j n_j (H_{298}^{\circ}) - \sum i n_i (H_{298}^{\circ}),$$

где H_{298}° — стандартная энтальпия образования минералов или ионов в водных растворах, которые в последующих расчетах брались из сводки И. К. Карпова и др. (1968). Зная массу изменяющейся породы и время осуществления реакции, легко от удельного теплового эффекта перейти к определению количества тепла, выделяющегося за счет реализации процесса в том или ином блоке земной коры.

Исходя из огромного количества органического вещества, заключенного в осадочных породах ($42,8 \cdot 10^{20}$ г), можно видеть, что потенциальная энергия углерода при его теплотворной способности 5000 кал/г составит $21,4 \cdot 10^{24} \text{ кал}$. Реакции окисления органического вещества $C + O_2 = CO_2$ происходят с выделением в среднем $94,05 \text{ ккал/моль}$ тепла. В тех случаях, когда это вещество образует в литосфере крупные скопления (залежи угля, битумов и т. п.), выделение тепла в результате реакций окисления может разогреть вмещающие породы до высоких температур.

Аналогичный характер имеют и реакции окисления неорганических веществ. В этом отношении типичны реакции окисления сульфидных руд (пирита, халькопирита, сфалерита и т. п.), особенно интенсивно развивающиеся в местах приповерхностного залегания рудных тел, где они

активно омываются богатыми растворенным кислородом подземными водами. Окисление, например, халькопирита может быть в этих условиях выражено уравнением $\text{CuFeS}_2 + 4\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CuCO}_3 + \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{SO}_4$, стандартный тепловой эффект которого $(H_{298}^0)_{\text{реакц}} = 342,5 \text{ ккал/моль}$. Отнеся общий тепловой эффект реакции к массе вещества, участвующего в ней, находим, что тепловой эффект реакции $\Delta H = 1,85 \text{ ккал/г}$.

Полное окисление рудопроявления халькопирита, имеющего размеры $2 \times 10 \times 100 \text{ м}^3$ (с содержанием сульфида 85%), приведет к выделению тепла в количестве $13 \cdot 10^{15} \text{ кал}$. Подобные термоаномалии и «подземные пожары» описаны в литературе для многих колчеданных месторождений (Щербаков, 1968).

Значительный интерес представляют процессы анаэробного окисления и изменения органического вещества осадочных пород, а также нефти, приводящие к образованию смолистых и сернистых компонентов. Считается, что окислительные процессы происходят главным образом в присутствии сульфатов под действием сульфатвосстанавливающих бактерий. Согласно исследованиям С. И. Кузнецова (1950) и др., содержание микрофлоры в нефтеносных толщах составляет от 0 до 10^7 — 10^8 бактерий на 1 г породы. Восстановителями сульфатов могут быть содержащиеся в подземных водах органическое вещество, метан, водород. Процесс бактериальной сульфатредукции, представленный уравнением $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{S} + 2\text{HCO}_3$, протекает с выделением тепла — $18,3 \text{ ккал/моль}$. Бактериальное восстановление всех сульфатов (2 г/л), содержащихся в водоносном комплексе размерами $10 \times 10^3 \times 10^5 \text{ м}^3$ с пористостью 10%, приводит к выделению тепла в количестве $36,6 \cdot 10^9 \text{ ккал}$ (Зверев, Поляк, 1970).

Наряду с окислительно-восстановительными процессами в верхних слоях литосферы широко распространены явления растворения (выщелачивания) и кристаллизации, происходящие в системе вода $\rightleftharpoons$ порода. К хорошо растворимым горным породам можно отнести каменную и другие соли, гипс, доломиты, известняки и т. п. Тепловые эффекты растворения и кристаллизации одного и того же вещества, естественно, равны по величине и обратны по знаку (таблица). Из данных таблицы видно, что растворение кальцита, гипса, ангидрита и доломита происходит с выделением тепла, а галита — с поглощением.

Кроме растворения и кристаллизации особое значение при этом имеют два широко распространенных процесса: гидратация и дегидратация.

При гидратации молекулы воды входят химически в твердое тело, становясь его составной частью; гидратация сопровождается иногда значительными тепловыми эффектами (например, при растворении в воде КОН выделяется 13 ккал/моль , а процесс, представленный уравнением $\text{Na}_2\text{CO}_3 + 10\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, сопровождается выделением тепла — 22 ккал/моль).

Процессы дегидратации охватывают минеральные соединения, содержащие кристаллическую воду (типа гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Например, в случае дегидратации гипса общий тепловой эффект реакции равен $+40 \text{ ккал/моль}$. Полная дегидратация 100-метровой толщи гипса, занимающей площадь 1 км^2 , сопровождалась бы поглощением $5,34 \cdot 10^{15} \text{ кал}$ (Зверев, Поляк, 1970). Соответственно при реакциях гидратации различных природных соединений происходит выделение тепла в аналогичных количествах.

Наиболее глубокие преобразования осадочных пород происходят на стадии их метаморфизма. Как известно, процесс метаморфизма определяется в основном температурой, давление же в этих условиях может изменяться в широких пределах; температура может повышаться вследствие опускания осадочных пород в недра Земли (геосинклинальные ус-

Термодинамические характеристики реакций в системе вода $\rightleftharpoons$ порода

Минерал	Уравнение реакции	Тепловой эффект реакции, ккал/моль	Масса вещества, участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции, ккал/г
Реакции растворения и кристаллизации				
Кальцит	$\text{CaCO}_3 \text{ тв} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в} + \text{CO}_3^{2-} \text{ в}$	$\mp 2,95$	100	$\mp 29,5$
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \text{ тв} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в} + \text{Mg}^{2+} \text{ в} + 2\text{CO}_3^{2-} \text{ в}$	$\mp 7,44$	184	$\mp 40,4$
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \text{ тв} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в} + \text{SO}_4^{2-} \text{ в} + 2\text{H}_2\text{O}$	$\mp 0,246$	172	$\mp 1,4$
Ангидрит	$\text{CaSO}_4 \text{ тв} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в} + \text{SO}_4^{2-} \text{ в}$	$\mp 4,25$	136	$\mp 31,2$
Галит	$\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^{2-} \text{ в}$	$\pm 0,929$	58,5	$\pm 15,9$
Реакции выветривания				
Каолинитизация				
Ортоклаз	$2\text{Ort} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ka} + 4\text{Q} + \text{K}_2\text{CO}_3$	-19,8	555	-35,5
Альбит	$2\text{Ab} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ka} + 4\text{Q} + \text{Na}_2\text{CO}_3$	-9,7	524	-18,5
Анортит	$2\text{An} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Ka} + 4\text{Q} + \text{CaCO}_3$	-28,8	576	-50,0
Реакции гидротермального метаморфизма				
Каолинитизация				
Альбит	$2\text{Ab} + 2\text{HCl} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ka} + 3\text{O} + 2\text{NaCl}$	-32,9	524	-63
Анортит	$2\text{An} + 2\text{HCl} + \text{H}_2\text{O} = \text{Klt} + \text{CaCl}_2$	-9,6	274	-34,5
Цеолитизация				
»	$\text{An} + 2\text{O} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Lm}$	-15,7	398	-39,4
»	$\text{An} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Lm}$	-15,4	278	-55,5
Серицитизация				
»	$3\text{An} + \text{H}_2\text{O} + \text{KOH} + 3\text{CO}_3 = 2\text{Msc} + 3\text{CaCO}_3$	-98,7	834	-117

Примечание. Ort — ортоклаз, Ka — каолинит, Ab — альбит, An — анортит, Q — кварц, Lm — ломонтит, Msc — мусковит.

ловия) на большие глубины (региональный метаморфизм) или же вследствие поднятия интрузивных тел (контактовый метаморфизм). Происходящие под влиянием этих факторов химические изменения веществ заключаются в распаде старых соединений, в молекулярной перегруппировке и образовании новых минералов.

В процессе регионального метаморфизма при температурах 100—250°С возникают минеральные ассоциации, относящиеся к метаморфической фации зеленых сланцев, при 250—400°С — к эпидот-амфиболовой фации, при 400—650°С — к амфиболовой, при 650—750°С — к гранулитовой и при 750—850°С — к эклогитовой. Эндотермический эффект реакций регионального метаморфизма варьирует от 3,9 до 262 ккал/г. Продолжительность процессов регионального метаморфизма, по данным Дж. Ферхугена (1961), составляет 10^6 — 10^7 лет.

Тепловой эффект контактового метаморфизма хорошо иллюстрируется на примере прогрессивного метаморфизма кремнистых известняков. Поглощение тепла при этих преобразованиях варьирует от 53 до 169 ккал/г.

Исключительная роль воды наблюдается при процессах гидротермального метаморфизма. В качестве примера можно привести Паужетское месторождение парогидротерм. Здесь в результате воздействия гидротерм в туфах дацита и туфобрекчиях андезито-базальта выделены последовательно сменяющие одна другую зоны современной каолини-

тизации, цеолитизации, альбитизации и т. д. (Набоко, 1963). В приповерхностной зоне гидротермальные растворы охлаждаются под влиянием водовмещающих пород, отдающих тепло земной поверхности, и метасоматически заменяют магматогенные минералы (альбит, анортит и др.) гидротермальными (Ильин, 1977). Тепловой эффект этих реакций колеблется (см. таблицу) от 34,5 до -11 кал/г первоначальной породы.

Таким образом, энергетический эффект подавляющего большинства геохимических процессов, связанных с взаимодействием воды и горных пород, достаточно велик, в связи с чем они оказывают огромное влияние на тепловой режим литосферы, а также на образование и эволюцию минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ЗОНАХ РАЗЛИЧНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Геохимическая история энергетики осадочного процесса обусловлена ходом геологического развития земной коры и верхней мантии и делится на три основные стадии: гипергенез, седиментогенез и литогенез. Процессы осадочного породообразования на этих стадиях генетически взаимосвязаны и находятся под воздействием сменяющихся энергетических эффектов.

В стадию гипергенеза мобилизация вещества за счет преобразования минералов и горных пород, а также перенос и осаждение его в бассейнах аккумуляции происходят главным образом в условиях воздействия солнечной энергии, воды, атмосферных и биогенных агентов. Их геологическая деятельность наиболее ярко проявляется в верхней части литосферы, где благодаря интенсивной нисходящей фильтрации подземных вод в аэробной среде идут активные процессы физического и химического выветривания.

Процессы физического выветривания направлены в целом на увеличение раздробленности вещества, на повышение степени его дисперсности. Плотные магматические породы превращаются при этом в рыхлые осадочные образования, пропитанные водными растворами и газами. Это превращение повышает общий запас энергии в продуктах выветривания, усиливает в них процессы отталкивания.

Процессы химического выветривания выражаются в разложении и выщелачивании растворимых породообразующих минералов; к ним относятся гидратация и гидролиз, окисление, карбонатизация, замещение катионов, вынос кремнекислоты.

Наиболее интенсивно процессы химического выветривания протекают в горно-складчатых областях, где вследствие развития мощных зон аэрации (300—500 м и более) могут иметь место явления резкого окисления битумов, каменных углей и сульфидов, сопровождаемые повышением температуры и выделением газов. В целом явления окисления имеют экзотермический характер и в отдельных районах генерируют термические аномалии.

Рассмотрим кратко некоторые особенности наиболее типичных термических аномалий экзогенных процессов.

Термическая аномалия Янгантау. На востоке Башкирии, в междуречье рек Юрюзани и Ая, находится гора Янгантау — своеобразный уральский «вулкан». Из трещин в горе выделяются горячие сухие газы и водяные пары. Их температура близ земной поверхности достигает 100—150°С, а в буровых скважинах на глубине около 90 м поднимается до 400°С. Термальные газы Янгантау обладают высокой терапевтической активностью. Здесь более 30 лет работает санаторий, успешно использующий эти газы.

По данным В. В. Штильмарка (1960) и Г. Ф. Пилипенко (1966), гора

Янгантау сложена глинисто-мергельной толщей пород нижнепермского возраста. Окислению подвергаются битуминозные мергели янгантауской свиты (среднее содержание органического вещества 4,3% при колебаниях от 2,2 до 14,8%), которыми почти нацело сложена эта гора.

Термальная аномалия представляет собой вытянутую вдоль склона пластовую линзу пород, разогретых от 20 до 400°С, залегающих выше уровня грунтовых вод. Процесс термогенерации ограничивается верхней частью свиты битуминозных мергелей мощностью 60 м (глубина 20—120 м).

В условиях горы Янгантау, несмотря на достаточную скорость притока кислорода к очагам окисления, породы не могут нагреваться до самовозгорания, так как органическое вещество находится в породах в рассеянном состоянии. Термальные газы отличаются от атмосферного воздуха повышенным содержанием CO₂ (до 15%). Общий дебит термальных газов горы Янгантау, по подсчету Г. Ф. Пилипенко (1966), составляют в среднем 690 л/сек, а общее количество выделяющего тепла — 31 000 кал/сек.

Термическая аномалия угольного месторождения Фан-Ягноб расположена в пределах Зеравшанской долины, примерно в 40 км от пос. Айни. Месторождение занимает площадь более 100 км², вытянутую узкой полосой в северо-западном направлении на 32 км и расположенную на двух горных хребтах — Зеравшанском и Гиссарском. Площадь месторождения прорезана р. Ягноб. Рельеф местности отличается резко расчлененными формами с довольно крутыми склонами водоразделов. Все угленосные породы относятся к юре. Суммарная мощность пластов угля от 35 до 67 м. Мощность отдельных пластов изменяется от 0,1 до 14,5 м.

Фан-Ягнобские угли чрезвычайно склонны к внутрипластовым пожарам. Причиной возгорания каменных углей являются примешанные к ним глинистые породы или рассеянные в углях минеральные вещества, содержащие пиррофорическое железо в комбинации с легкоокисляющимся органическим веществом. Пожары на Фан-Ягнобе известны с древних времен и продолжают в настоящее время. В результате пожаров часть угольных пластов выгорела до золы, а в некоторых местах на контакте с зоной горения образовался естественный кокс. В условиях месторождения Фан-Ягноб саморазогревание и горение породы происходят не за счет кислорода окружающего воздуха, а за счет кислорода, накопленного породой путем сорбции в течение длительного инкубационного периода; порода прокаливалась насквозь даже в больших кусках, а уголь коксовался при температуре около 800°С, но не горел.

Термические аномалии Кузнецкого каменноугольного бассейна. Здесь вследствие большой (10—12 и даже 15 м) мощности некоторых пластов угля и несплошной системы разработки подземные пожары — весьма частое явление на больших площадях. Известно, что на юго-западной окраине бассейна подземные каменноугольные пожары значительно изменили породы, слагающие кровлю пластов угля. В этих условиях выгорание пластов с поверхности происходило не по всему простиранию, а лишь в отдельных участках. Теперь в результате длительных денудационных процессов район покрыт холмами различной формы и грядами горелых пород, то удаленными друг от друга, то скученными. Они вытянуты по простиранию пластов угля, достигая часто значительной высоты (Тимофеев и др., 1975).

Установлено, что каменные угли обладают свойством поглощать (адсорбировать) кислород воздуха. Экзотермический характер данного процесса приводит к постепенному накоплению в них тепла, а это в свою очередь при отсутствии охлаждения вызывает самовозгорание углей. В ископаемых углях особенно эффективно проходят окислительные про-

цессы под влиянием воздуха и растворенного в нисходящих водах кислорода. Поэтому выветривание углей часто называют окислительным метаморфизмом (Гапеев, 1949).

Примеры из практики подтверждают, что присутствие рассеянных сульфидов в углях, особенно типа фюзен, имеет существенное значение для активного окисления и последующего самовозгорания. Встречающиеся в углях и углистых аргиллитах включения, например субоксиды железа, активно соединяются с кислородом, выделяя тепло, которое передается угольной массе и сопряженным породам, что влияет на скорость поглощения кислорода углями, усиливая тем самым теплоту окисления. Признаком самовозгорания углей наряду с повышенной температурой (80—100°С) можно считать появление заметного запаха ароматических углеводородов — продуктов сухой перегонки каменного угля.

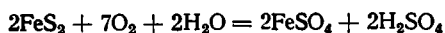
Таким образом, самовозгорание угольной массы представляет сложный процесс, состоящий из ряда реакций — каталитических и сопряженных. Осуществление этих реакций активизируют легкоокисляющиеся вещества (азотистые соединения, пирофорическое железо и др.), способные при окислении вызвать быстрое повышение температуры (Стадников, 1956).

Термическая аномалия Северного Криворожья — расположена в долине р. Желтой и приурочена к полосе закарстованных доломитов и карбонатизированных кварцитов верхней свиты криворожской серии. Карстовые полости заполнены водой и продуктами древнего выветривания, содержащими битумы и мелкие кристаллы регенерированных сульфидов (пирит, марказит, пирротин), рассеянных по всей массе. Местами карстовые полости имеют значительные размеры (ширина до 20 м и глубина около 1 км, длина более 1,5 км).

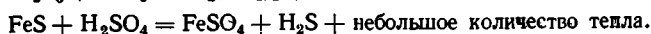
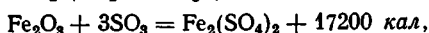
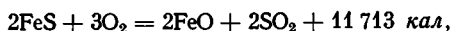
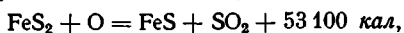
Наблюдения показывают (Щербakov, 1968), что в районе железорудного месторождения Северного Криворожья горными выработками шахты «Капитальная» вековые запасы подземных вод сопряженной карстовой полости в последние годы были в основном сдренированы, и тем самым восстановительную обстановку сменила окислительная. При этом в карстовой полости активизировался процесс разложения сульфидов с выделением тепла и газа.

Аномалия протягивается в субмеридиональном направлении и приурочена к контакту доломитов и железорудной формации. Температура руд на забоях заброшенных выработок, на горизонтах 155 и 207—85—103°С, а в скважине № 23 на глубине 110 м от земной поверхности температура достигает 360°С. Интересно отметить, что обычно в условиях Криворожья температура пород на глубине 1000 м не превышает 20—26°С.

В общем виде процесс разложения сульфидов под действием кислорода воздуха и просачивающихся вод может быть представлен следующей реакцией:



При повышении температуры процессы окисления сульфидов идут гораздо энергичнее, так как в этом случае происходит экзотермическая реакция. Реакции окисления пирита, преобладающего среди сульфидов Криворожья, происходят по следующей схеме:



Расчеты показывают, что общее количество выделяющегося тепла в пределах термоаномалии Северного Криворожья — $11 \cdot 10^{13}$ кал.

Повышенная температура, наблюдаемая при разработке сульфидных руд, считается обычным явлением и не служит еще признаком подземного самовозгорания. Очевидным признаком подземного пожара считают появление в воздухе горных выработок SO_2 . Это происходит при нагревании FeS_2 в присутствии серной кислоты и возрастании температуры (до 150°C) вследствие экзотермичности реакций. Присутствие свободной серы, обнаруженной в горных выработках Северного Криворожья и на Урале (Калатинский рудник), объясняется свойством FeS_2 при высокой температуре без доступа воздуха переходить в FeS с выделением серы.

В зоне интенсивного водообмена, находящейся в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети, широко распространены процессы разрушения, растворения и выветривания монолитов пород и образования в них новых минеральных ассоциаций. Водные растворы этой зоны преимущественно пресные или слабоминерализованные. Для них характерно преобладание гидрокарбонатов или сульфатов кальция и натрия (реже магния). Лишь в аридных районах встречаются хлоридные воды повышенной минерализации.

Основная причина глубокого развития интенсивного газоводного круговорота — разность механических потенциалов, обусловленная положением области питания и базиса дренирования. Все природные химические соединения в той или иной мере растворимы в газоводной среде, карбонатная агрессивность которой сильно возрастает за счет биохимических процессов. Переходя в раствор, вещество вовлекается в подземный сток. Балансовые гидрогеохимические расчеты позволяют выяснить интенсивность гипергенных процессов (Зверев, 1972). В случае растворения она выражается мощностью выщелачиваемых пород за единицу времени. Зная этот показатель и тепловой эффект реакции, можно оценить геоэнергетическое значение процесса. Количество выделяющегося или поглощающегося тепла определяется соотношением

$$Q_T = h \cdot v \cdot F (H_{298}^0)_{\text{реакц}} ,$$

где h — интенсивность выщелачивания; v — объемный вес карстующихся пород; F — площадь их распространения.

В качестве примера энергетической оценки подобного процесса рассмотрим выщелачивание пермских гипсов Горьковского-Алатырских поднятий в низовьях р. Оки. Разрез в этом районе представлен мощной (до 50—60 м) толщей песчаных аллювиальных отложений долины Оки, залегающей на размытой поверхности пермских отложений, среди которых для данного расчета наибольшее значение имеет гипсово-ангидритовая толща артинского яруса. Проникновение инфильтрационных вод из аллювиальных отложений в толщу гипсов и ангидритов способствует их интенсивному растворению, развитию современного карстового процесса и выносу выщелоченного материала подземными водами в виде Ca^{2+} и SO_4^{2-} .

Интенсивность выщелачивания гипсов и ангидритов в этом районе, определенная балансовым методом, составляет $44,8 \text{ м}^3/\text{км}^2$ в год (Зверев, 1967). Вследствие реализации этого процесса происходит выделение $6 \cdot 10^{-9}$ кал/сек·см² тепла. В результате выщелачивания гипсов и ангидритов подземными водами в этом районе выделяется в целом $2 \cdot 10^{11}$ кал тепла в год.

Полное же растворение 100-метрового блока известняков будет сопровождаться выделением $8,9 \cdot 10^{15}$ кал тепла, а каменной соли — поглощением $3,5 \cdot 10^{15}$ кал.

В зоне затрудненного водообмена создается обстановка переходных условий, где формируются смешанные группы подземных вод — от суль-

фатно-хлоридных до щелочных и сероводородных. В этой зоне чаще всего имеет место сопряжение двух геохимических режимов — окислительного и восстановительного, столкновение которых наиболее продуктивно в геологическом отношении. Здесь обычно и происходит формирование вторичных рудных концентраций и весьма значительной группы осадочных рудных месторождений.

В результате геотермических исследований на сводах антиклинальных структур, к которым приурочены залежи нефти и газа, установлены локальные возмущения теплового поля. Например, на нефтяных и газовых месторождениях Предкавказья и Волго-Уральской области превышение величины теплового потока над фоновым достигает 10—20% (Макаренко, Сергиенко, 1974). В этих условиях в нефтяных и газовых залежах развиваются различные деструктивные экзотермические процессы, приводящие к увеличению энергетического потенциала. Поэтому над нефтяными и газовыми залежами при подтоке сульфатных вод, омывающих эти залежи, формируются термические аномалии.

Компенсирующие эффекты увеличения энергетического потенциала выражаются дополнительными химическими реакциями с образованием активных газов (H_2S , CO_2 и др.) и вторичных минералов, а также ионных форм и комплексных соединений, стабильных в новых геохимических условиях. Сероводород, формирующийся вместе с углекислотой, обладает в анаэробной среде значительной потенциальной энергией и является сильным восстановителем. Резко восстановительные процессы, переводящие уран в четырехвалентную форму, ванадий — в трехвалентную, медь — в одновалентную, а серебро и золото — даже в самородное состояние, содействуют концентрации в осадочных породах всех рудообразующих химических элементов с переменной валентностью.

С другой стороны, углекислота интенсивно выщелачивает кальцит, переходящий в раствор в виде гидрокарбонатных соединений: $CO_2 + H_2O + CaCO_3 = Ca(HCO_3)_2$.

Таким образом, карбонатные и карбонатизированные породы, сопряженные с нефтяными залежами, в процессе восстановления сульфатов до сероводорода превращаются в пористые, кавернозные, выщелоченные толщи. Формирование пористости и кавернозности этих пород генетически связано с метасоматическим процессом. В этих условиях растворение преобладает над осаждением.

Широко идущие процессы окисления органического вещества, по данным В. Н. Холодова, А. К. Лисицина и др. (1961), поставляют в водные растворы такие большие количества CO_2 и H_2S , что снижает величину pH, способствует выносу карбонатов и препятствует вторичной кальцитизации пород. Та же слабокислая среда благоприятствует осаждению кремнезема и образованию кремнистых конкреций.

Сероводородные растворы с высоким содержанием CO_2 , $Ca(HCO_3)_2$ и органических кислот обычно оконтуривают нефтяные залежи и являются критерием гипергенного разрушения нефтей и вмещающих карбонатных пород. Движение этих растворов направлено всегда избирательно по тектоническим нарушениям и порам пород, преимущественно по восходящим путям к верхним частям земной коры. При этом происходит нейтрализация слабокислых растворов в карбонатной среде, что способствует выпадению вторичного кальцита.

В стадию литогенеза происходит длительная эволюция вещественного состава осадочных отложений, начинающаяся в них сразу же после образования из рыхлых осадков и продолжающаяся вплоть до преобразования под влиянием метаморфизма. Естественно, что зона диагенеза как начальная стадия литогенеза тесно связана с историей поверхностных вод морского, лагунного, озерного и речного происхождения, увлекаемых в донные осадки в процессе седиментогенеза. В этой зоне главным фактором служит органическое вещество — мощный источник хи-

мической энергии, благодаря которому интенсивно протекают биохимические процессы, влекущие за собой ряд химических реакций. За время диагенеза происходит глубокое изменение ионно-солевого и газового составов поровых растворов илов вследствие разложения органического вещества, что приводит к образованию H_2S , H_2 , CO_2 , восстановлению сульфатов, окислов железа, марганца, растворению или выпадению малорастворимых компонентов. Наряду с энергетической ролью распада органического вещества значительное влияние на процессы диагенеза оказывает механическая энергия давления вышележащих пород и вод. Под влиянием гравитации происходит дегидратация осадка, отжим иловых вод, уплотнение, агрегация и слипание частиц.

В процессе осадкообразования и погружения в недра Земли осадочные породы постепенно переходят в *зону катагенеза*, которая находится в условиях постепенного возрастания давлений и температур; именно они в этих условиях определяют характер взаимодействия в системе газодонные растворы — минеральное и органическое вещество.

На этапе *начального катагенеза* осадочных пород, в условиях их прогибания и уплотнения, происходят различные химические и физико-химические преобразования: коррозия и растворение пироксенов, амфиболов, основных плагиоклазов. В щелочной среде обломки слюд и полевых шпатов гидрослюдазируются, в кислой — по этим минералам идет образование монтмориллонита (Коссовская, Шутов, 1970, и др.). Для этих условий характерны повышенные давления (200—500 атм) и температуры (50—100°С), соответствующие элизонному газодонному режиму.

Большинство физико-химических превращений, происходящих на ранней стадии изменения осадочных пород, связано с процессом растворения, кристаллизации и метасоматоза. Энергетический эффект этих процессов, имеющий определенную направленность, на конкретных объектах пока не подсчитан. Типичным примером преобразования вещества в этих условиях являются реакции гидратации — дегидратации. Эти явления охватывают минеральные соединения, содержащие кристаллизационную воду (типа гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Полная дегидратация 100-метровой толщи гипсов, занимающей площадь 1 км², сопровождается поглощением $5,34 \cdot 10^{15}$ кал. При гидратации этой толщи в течение 10⁶ тыс. лет будет выделяться $0,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (Зверев, 1972).

Глубинный катагенез формируется в пределах опущенных частей плит (впадины, авлакогены) и краевых прогибов, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. В этих условиях наблюдаются высокие давления (>500 атм) и температуры (100—200°С), которым свойственны перегретые хлоридные натриево-кальциевые растворы и конвективный газодонный режим.

Характерной особенностью глубинного катагенеза является минералогическая переработка и раскристаллизация глинистого вещества. Каолинит как в глинах, так и в цементе песчаников претерпевает интенсивную гидрослюдазацию. Характерно также образование хлорита по биотиту. Глубокую переработку в этих условиях испытывают кальциево-натриевые плагиоклазы, разложение которых сопровождается образованием кальцевого цеолита — ломонтита (Коссовская, 1962).

Обращает на себя внимание широко распространенное явление — превращение глин в аргиллиты, песков в плотные песчаники. Процесс уплотнения и перекристаллизации глинистых, песчаных и карбонатных пород фактически состоит из двух разнонаправленных реакций: растворения и кристаллизации. Причину этого процесса авторы видят в литостатических глубинных напряжениях, генерирующих в осадочном чехле дополнительные давления и температуры (Тимофеев и др., 1972).

Энергетическая оценка процесса уплотнения осадочных пород, обусловленного нагрузкой вышележащих толщ, была сделана П. Ф. Швецо-

вым (1966). По его данным, происходящее при захоронении глинистых отложений уменьшение удельной поверхности частиц скелета в результате их уплотнения (нагрузка $>250 \text{ кг/см}^2$) приводит к выделению тепла. Подсчет показывает, что запас поверхностной энергии глинистых частиц составляет $12 \cdot 10^5 \text{ кал}$ на 1 м^3 неуплотненной породы. Следовательно, ее полное выделение при уплотнении глинистых толщ первоначальной мощностью, например, 1 км дает экзотермический эффект в $12 \cdot 10^4 \text{ кал}$ на каждый 1 км^2 площади распространения этой толщи. П. Ф. Швецов полагает, что данным явлением можно объяснить напряженный тепловой режим, например, зоны развития глин майкопской свиты в Предкавказье и некоторых других похожих участков земной коры.

По данным Н. Б. Вассоевича и др. (1977), нефтепроизводящие комплексы залегают на глубинах от $4,5$ до 7 км в период пребывания в «главной зоне нефтеобразования», нижняя граница которой определяется температурой $160\text{—}200^\circ\text{C}$. Именно в этом интервале глинистые толщи претерпевают те изменения, с которыми связана генерация большей части тепла, необходимого для разогрева пород до температуры 150°C и выше. Этому способствует также развитие процесса, ведущего к увеличению количества гидрослюды — вторичного минерала, отличающегося от других большим удельным запасом поверхностной энергии.

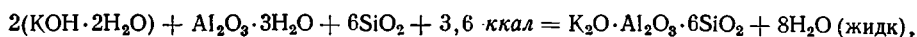
Зона метаморфизма характерна для геосинклинальных областей мобильного накопления осадков, где формируются значительные запасы тепловой и химической энергии, приводящей к мощному перемещению вещества, газодонных растворов и преобразованию осадочных пород. Однако глубинность процесса не всегда отражает степень метаморфизма пород, а больше говорит об объеме и интенсивности взаимодействия горных пород и метаморфизирующих агентов.

В начальные стадии метаморфизма на глубинах примерно $7\text{—}10 \text{ км}$ при температуре $200\text{—}300^\circ\text{C}$ происходит структурная переработка осадочных пород с образованием кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев, перекристаллизованных известняков, тощих каменных углей и антрацитов. Здесь под действием высоких температур ($>200^\circ\text{C}$) и каталитического влияния самих пород идут процессы углефикации органического вещества и углеводородов, сопровождающиеся выделением метана, водорода и накоплением углерода.

Наиболее глубокие преобразования осадочных пород происходят на стадиях позднего метанегеза и регионального метаморфизма при температурах $300\text{—}700^\circ\text{C}$ и давлении более 3000 атм . Здесь активно протекают такие процессы, как привнос и вынос вещества (метасоматоз), дегидратация и перекристаллизация пород с образованием новых структур и более устойчивых минералов, разложение органического вещества. Для этих условий характерны кварциты, аспидные и филлитоподобные сланцы, мраморизованные известняки, антрациты и графитизированные антрациты. Известно, что осадочные породы, образование которых происходило при небольших температурах, попадают на больших глубинах в совершенно иные термодинамические условия. При этом, конечно, ранее установившиеся равновесия между элементами, находящимися в растворе, и элементами, содержащимися в кристаллической решетке минералов и пород, становятся неустойчивыми. Главным фактором, воздействующим на сдвиг и стабилизацию равновесий, следует считать изменение свойств жидких газодонных растворов под влиянием высоких температур и давлений, в которых вода является главным компонентом. Вода увеличивает число частиц, эффективно участвующих в реакциях, способствуя диффузии и активизируя скорости процесса (Коржинский, 1955). В сухих твердых фазах реакции отличаются инертностью и протекают лишь при температурах, близких к точке плавления.

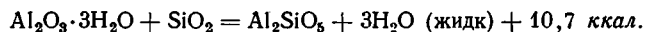
В своем большинстве метаморфические процессы заключаются в уменьшении содержания связанной воды в горных породах, что прояв-

ляется в постоянном замещении гидратных минералов безводными разностями. Реакции дегидратации, возникающие вследствие возрастания температуры, протекают преимущественно с поглощением тепла. Такова, например, реакция образования ортоклаза при воздействии насыщенных калием растворов на смесь гидраргиллита с кварцем:



требуемая затраты 3,6 ккал.

Известно также, что отдельные реакции между экзогенными минералами могут сопровождаться выделением тепла. Сюда относится, например, реакция образования силлиманита за счет гидроокиси алюминия и кварца:



Выделяющегося тепла достаточно, чтобы нагреть продукты реакции — силлиманит и воду — на 183° С (Коржинский, 1955). К сожалению, до сих пор еще нет данных о величинах энтальпий образования целого ряда сложных природных силикатов.

Таким образом, процессы метаморфизма с преобладающими реакциями дегидратации и декарбонатизации требуют огромной затраты энергии, генерация которой связана либо с воздействием магматических тел, либо с периодами складчатости и орогенеза при активном воздействии высоких температур и давлений.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные направления исследований в области энергетики осадочных процессов — изучение энергетического механизма образования и последующей геохимической эволюции минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли, а также формирования и разрушения месторождений осадочных полезных ископаемых под влиянием тепловых факторов эндогенного и экзогенного происхождения. Новым и важным направлением следует считать изучение гидрогеохимических сред и выяснение энергетической роли миграции в них химических элементов в процессах осадочного минерало- и пороодообразования (Щербаков, 1977).

Теоретические задачи в области энергетики осадочного процесса могут быть объединены в три основные проблемы.

1. Формирование и эволюция термических процессов в осадочном чехле земной коры.

2. История энергетики осадочного процесса в зонах различного геохимического режима.

3. Экспериментальное и математическое моделирование процессов литогенеза и выяснение кинетики физико-химических реакций.

Первой проблемой является изучение термических процессов в осадочном чехле. Ведущую роль в термическом режиме осадочной оболочки Земли играют такие энергетические факторы, как, например, солнечная радиация, термические эффекты химических реакций, кристаллизации и гравитации, а также радиоактивный распад.

Осадочный процесс заключается в превращении одного вида энергии в другой. Эти превращения подчинены закону сохранения энергии. Поэтому имеется возможность подойти к количественной оценке и сопоставлению термических процессов, происходящих в осадочном чехле. Для решения этой проблемы необходимо изучение: 1) основных черт энергетического механизма преобразования и перемещения вещества в различных фациальных и ландшафтных условиях; 2) энергетики миграции подземных вод и растворенных в них химических элементов и их

соединений; 3) энергетики процессов взаимодействия между природными водами и минеральным веществом горных пород; 4) удельного энергетического эффекта выделенных физических, химических и биологических процессов; 5) геоэнергетического баланса осадочного процесса в целом и сопоставление его с энергетикой других геологических процессов (тектонических, вулканических и др.); 6) процессов накопления энергии за счет радиоактивного запаса и сопоставление с кинетической энергией глубокофокусных землетрясений и др.

Решение первой проблемы требует применения следующего комплекса методов: 1) литолого-минералогические и гидрогеохимические — для получения фактических данных о твердой, жидкой и газовой фазах; их применение связано как с лабораторными, так и с полевыми исследованиями в областях с различным тепловым и геохимическим режимом; 2) физические и геотермические — для получения данных об изменении удельного веса и теплофизических свойств горных пород и их термических параметров; 3) термодинамический — включает расчеты нормативного состава, структурных форм минералов и равновесий между ними; использование значений удельных энергетических эффектов отдельных физико-химических реакций позволит перейти к оценке энергетического процесса в целом.

Во второй проблеме — главным является установление истории энергетики осадочного процесса в зонах различного геохимического режима. Перспективы научных исследований в этой области связаны с историческим анализом процессов осадочного породообразования, находящихся в ходе геологического развития земной коры под воздействием энергетических факторов. Изучаются минерало-геохимические процессы различного характера, что позволяет на количественной энергетической основе подойти к выяснению роли водных растворов в изменении минерального вещества на различных стадиях литогенеза, а также к исследованию кинетики этих процессов.

Методы изучения перечисленных процессов и предпосылок включают реконструкцию палеогидрогеохимических и термических обстановок на примере отдельных хорошо изученных регионов, энергетическую оценку различных геохимических реакций преобразования минерального и органического вещества, моделирование гидрогеохимических и термобарических процессов на различного рода аналоговых машинах с применением современных методов вариационной статистики, расчеты равновесий в растворах и другие натурные и экспериментальные работы по отдельным вопросам проблемы.

Третья проблема имеет своей целью разработку и совершенствование аппаратуры и методики экспериментального и математического моделирования процессов литогенеза. Современная техника позволяет путем моделирования при соответствующих высоких термобарических параметрах воспроизводить сложные гидрогеохимические процессы, происходящие на глубинах 10—15 км. При этом изучаются физико-химические равновесия в гетерогенных природных системах, кинетика процессов, в результате которых происходит рассеивание или локализация минералообразующих, в том числе рудных, химических элементов. Влияние температуры и давления на физико-химические равновесия в природных системах учитывается на основе общеизвестных термобарических соотношений (Коржинский, 1962).

В заключение хочется подчеркнуть, что авторы не ставили перед собой задачу всестороннего освещения столь сложной и еще плохо изученной проблемы — энергетики осадочного процесса. Имелись в виду лишь те особенности данной проблемы, которые показывают, что изучение закономерностей ее развития невозможно без применения комплекса полевых и экспериментальных методов. Вопросы теории литогенеза и в первую очередь вопросы причинности осадочного процесса и роли теп-

ловой энергии в нем в настоящее время составляют одну из основных проблем литологии, включая аспекты формирования месторождений осадочных полезных ископаемых. Решение этой проблемы возможно только в комплексе с методами литолого-фациального, минералогического, гидрогеохимического и геотермического исследований, которые могут дать обоснованные критерии для познания геохимической и термической эволюции минерального и органического вещества осадочной оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Геохимические аккумуляторы.— Тр. Ин-та кристалл. АН СССР, 1952, вып. 7.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Соколов Б. А. Диагностика нефтематеринских отложений (Тез. докл. VIII Межд. конгр. по органич. геохим.). М., Межд. ассоциация геохим. и космохим., 1977.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вовк И. Ф. Проблемы радиогенной метаморфизации природных вод и горных пород.— Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 1.
- Войткевич Г. В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1956.
- Гапеев А. А. Твердые горючие ископаемые. М., Госгеолиздат, 1949.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968.
- Гуцало Л. К. Радиолит воды как источник свободного кислорода в подземной гидросфере.— Геохимия, 1971, № 12.
- Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., «Наука», 1967.
- Зверев В. П., Поляк Б. Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры.— В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970.
- Зверев В. П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., «Наука», 1972.
- Ильин В. А. Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М., «Наука», 1977.
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шугов В. Д. Современное состояние проблемы эпигенеза терригенных пород.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука», 1970.
- Коржинский Д. С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Кузнецов С. И. Изучение возможности современного образования метана в газонефтеносных фациях района Саратова и Бугуруслана.— Микробиология, 1950, т. XIX, вып. 3.
- Лебедев В. И. О природе экзотермических эффектов каолина. Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 2.
- Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Левин Б. Ю., Маева С. В., Сафронов В. С. Термическая история Земли и родственных ей планет.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., «Наука», 1972.
- Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965.
- Львович М. И. Круговорот воды и водные ресурсы.— В сб.: Круговорот воды. М., «Знание», 1966.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Макаренко Ф. А., Сергеенко С. И. Глубинный тепловой поток в локальных нефтегазоносных структурах континента.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Панюков П. Н. Об энергетике геологических процессов (тез. докл.) — Бюл. МОИП, новая сер. Отд. геол., 1953, XXVIII, вып. 4.
- Пилипенко Г. Ф. Геотермический режим и ресурсы термальных газов горы Янгантау в Башкирии.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966.

- Пустовалов Л. В.* Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Сауков А. А.* Геохимия. М., «Наука», 1966.
- Стадников Г. Л.* Самовозгорающиеся угли и породы, их геохимическая характеристика и методы опознавания. М., Углетехиздат, 1956.
- Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Проблема гидрогеохимии литогенеза.— Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 2.
- Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Энергетические аспекты осадочного процесса. Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5.
- Тимофеев П. П., Погребнов Н. И., Матвеев А. К.* Угленосные формации верхнего палеозоя СССР. М., «Недра», 1975.
- Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. М., «Недра», 1976.
- Ферсман А. Е.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. III.
- Ферхуген Дж.* Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Холодов А. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А.* Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Швецов П. Ф.* Геокриологические вопросы поисков нефти на субарктических низменностях.— Геология и геофизика, 1961, № 3.
- Швецов П. Ф.* К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. Геотермич. исслед. и использов. тепла Земли. Тр. второго совещ. по геотермич. исслед. в СССР. М., «Недра», 1966.
- Швецов П. Ф.* Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., «Наука», 1974.
- Штильмарк В. В.* Экзогенная термальная аномалия горы Янгантау в Западном Приуралье. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.
- Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н.* Газы термальных вод. М., «Наука», 1974.
- Щербаков А. В.* Генетические типы фациально-гидрогеохимических сред и их роль в процессах минералообразования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 10.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 550.4:552.14:551.35 (266.5)

**ОБ ИСТОЧНИКЕ УГЛЕРОДА И ВОЗРАСТЕ
ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ
КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА**

**А. Ю. ЛЕИН, Н. В. ЛОГВИНЕНКО, Л. Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ,
И. И. ВОЛКОВ**

Приводятся результаты минералогических и изотопных анализов серы и углерода в карбонатных конкрециях и вмещающих их илах и результаты измерения содержания ^{14}C в карбонате конкреций. Утверждается, что карбонатные конкреции образовались 11—22 тыс. лет назад при анаэробном диагенезе осадков, богатых органическим веществом. Источником карбоната конкреций, служила изотопно-легкая метаболитическая углекислота, образовавшаяся в процессе микробиологической деструкции органического вещества илов.

В предыдущем нашем сообщении о карбонатных конкрециях Калифорнийского залива на основании комплекса минералого-геохимических исследований было высказано предположение об образовании конкреций *in situ* в процессе диагенеза (Леин и др., 1975).

Цель настоящего сообщения — уточнение механизма, времени и места образования карбонатных конкреций по результатам изотопного анализа ^{12}C и ^{14}C углерода карбонатов.

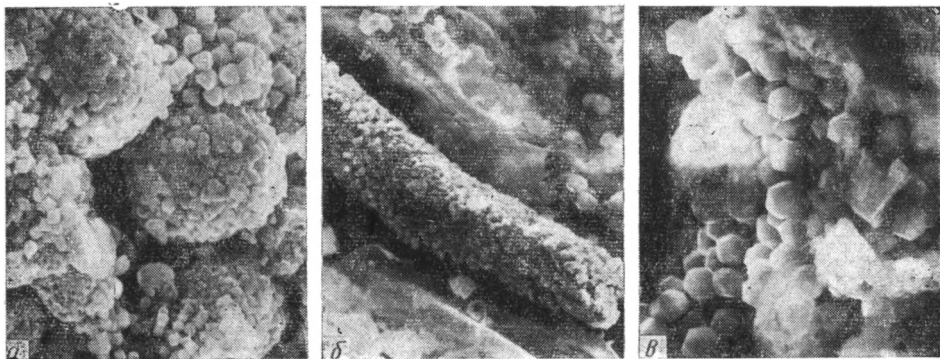
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Терригенные осадки станции 666 расположены в зоне перехода от шельфа к крутому континентальному склону на глубине 120 м. В разрезе этих осадков имеется несколько горизонтов, обогащенных конкрециями (табл. 1).

Конкреции и вмещающие их илы в интервале глубин 90—290 см имеют близкий гранулометрический и минеральный состав нерастворимых остатков (Леин и др., 1975), что позволяет считать эти конкреции образовавшимися в тех илах, в которых они обнаружены.

Верхние горизонты осадков содержат много раковин, песчаные и гравийные обломки пород, в том числе и эффузивных. Терригенный материал конкреций в этих осадках имеет существенно иной гранулометрический и минеральный состав, чем вмещающие илы. Поверхность части конкреций в интервале 5—45 см обросла устрицами, мшанками, серпулями и другими литоральными организмами. Часть конкреций источена сверлящими животными. Все это свидетельствует о перемыве верхних горизонтов осадков, поэтому для них коэффициент конкреционности K не может быть рассчитан (табл. 1).

В осадках имеется от 0,637 до 1,606% восстановленной серы (Волков и др., 1976), более 90% которой входит в состав пирита. Часть пирита заключена в конкрециях в виде фрамбонидов (фиг. 1, а), агрегатов кристаллов (фиг. 1, б) и цементируется карбонатными минералами.



Фиг. 1. Электронно-микроскопические изображения морфологических разновидностей сульфидных минералов из карбонатных конкреций ст. 666, стереоскан: *а* — фрамбоиды и агрегаты кристаллов пирита внутри конкреций, $\times 2000$; *б* — псевдоморфоза агрегатов пирита по обломку древесины, располагающемуся на раковине внутри конкреций, $\times 1350$; *в* — каверна на поверхности конкреции, инкрустированная кристаллами пирита, $\times 1400$

В небольшом количестве встречается также более поздний пирит, инкрустирующий в виде отдельных кристаллов полости на поверхности конкреций (фиг. 1, *в*).

В интервале глубин 100—290 см изотопный состав серы пирита, заключенного внутри конкреций, близок к изотопному составу серы пирита илов, закономерно утяжеляясь в более древних горизонтах осадков (табл. 2).

Таблица 1
Значения коэффициента конкрециеносности K для осадков ст. 666

Горизонты, см	Вес конкреций, кг	Объем породы *, м ³	K , кг/м ³
5—45	0,194	—	—
90—110	0,067	0,0051	13
120—140	0,462	0,0051	90
160—170	0,145	0,0025	58
200—290	0,378	0,0229	16

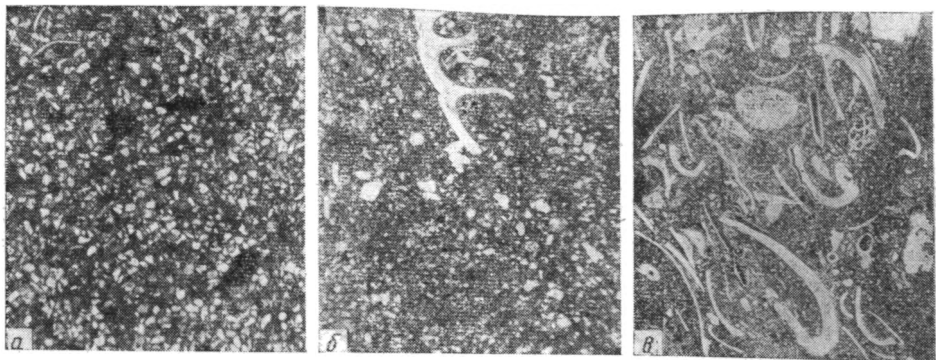
* Объем породы = $\pi r^2 h$, где $r = 9$ см, h — интервал в м.

Таблица 2
Значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) серы пирита в илах и конкрециях

Горизонт, см	№ конкреции	Илы	$\delta^{34}\text{S}$ серы пирита конкреций, ‰	
			внутри	на поверхности
20—45	8	—28,0	—10,8	—24,6
	9		—14,6	
120—140	12	—6,7	—7,8	—
160—170	15	+5,5	+5,2	—
279—280	18		+8,8	—

Аналитик А. Г. Матросов (ИБФМ АН СССР).

Иная картина наблюдается для конкреций верхних горизонтов осадков. Величины $\delta^{34}\text{S}$ пирита из внутренних частей этих конкреций колеблются от —10,8 до —14,6‰, в то время как пирит и гидротроилит, покрывающие поверхность этих конкреций (см. фиг. 1, *в*), характеризуются более легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = -24,6\text{‰}$). Практически такой же изотопный состав имеет пирит, рассеянный в илах верхних



Фиг. 2. Фотографии шлифов карбонатных конкреций из различных горизонтов осадков ст. 666: *а* — конкреция № 5 из интервала глубин 5—45 см, практически не содержит видимых остатков раковин, $\times 14$; *б* — конкреция № 12 из интервала глубин 120—140 см, с редкими остатками раковин, $\times 14$; *в* — конкреция № 18 с глубины 270 см с многочисленными остатками раковин, $\times 5$

горизонтов ($\delta^{34}\text{S} = -28,0\text{‰}$). Следовательно, на поверхности конкреций верхних горизонтов шло образование более поздних сульфидных минералов с изотопным составом, близким к изотопному составу пирита окружающего осадка.

Изотопный состав углерода из илов и конкреций приведен в табл. 3.

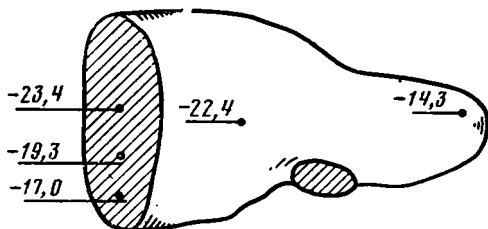
Органический материал осадков в значительной степени состоит из «щепок» и обломков обуглившейся и «пиритизированной» древесины, часть которой находится в илах, а в нижних горизонтах — в илах и в конкрециях. Общее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в конкрециях колеблется от 0,29 до 0,50%, а в илах — от 0,89 до 1,61% (Леин и др., 1975).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ органического материала илов и конкреций близки между собой и варьируют в узком интервале от $-21,0$ до $-23,3\text{‰}$ (табл. 3).

Раковины и обломки раковин для изотопного анализа отбирались под биноклем в различных классах крупности — от 3 до 0,5 мм. Большая часть раковин как внутри конкреций, так и в илах хорошо сохранилась, имеет перламутровый слой и не несет видимых следов растворения. В конкрециях верхнего метрового слоя осадков раковин очень мало (фиг. 2, *а*, *б*), в то время как во вмещающих их илах содержание раковинного карбоната достигает 25% веса осадков. В нижних 2 м осадков количество раковин в илах резко уменьшается до 1% CaCO_3 и менее, а в конкрециях заметно возрастает, составляя иногда до 50% карбонатного материала конкреций (фиг. 2, *в*). Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода раковинного карбоната варьируют от $-0,4$ до $+3,1\text{‰}$ (табл. 3).

Углерод «карбоната общего» (табл. 3) включает в себя изотопно-тяжелый углерод карбоната раковин и изотопно-легкий углерод карбоната тонкодисперсных аутигенных минералов. Аутигенные минералы составляют основную массу конкреций и в небольших количествах присутствуют в илах всех горизонтов осадков ст. 666 — от 5 до 290 см.

Особенно много изотопно-легких карбонатов обнаружено в «безраковинных» конкрециях верхних 5—45 см осадков (табл. 3). Обогащение



Фиг. 3. Распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ (‰) углерода карбоната в конкреции № 19. Натур. велич.

Таблица 3

Изотопный состав углерода в илах и конкрециях ($\delta^{13}\text{C}$, ‰)

Горизонт, см	№ конкр- реции	Органическое вещество		Карбонат общий		Карбонат раковин		Протодо- ломит и кальцит из конк- реций
		из илов	из конк- реций	из илов	из конк- реций	из илов	из конк- реций	
5—45	1	—21,2	—	—6,5	—38,0	+1,7	—	—40,0
	2	—	—	—9,1	—24,9	—0,4	—	
90—110	8				—18,5	+3,1	—	—20,0
	9							
120—140	12	—23,3	—	—14,5	—15,9	—0,2	—	—18,1
160—170	15	—	—21,0	—15,6	—16,7	+2,2	+2,4	—19,9
	18				—13,8	+0,8	+0,1	—18,6
270—280	17	—22,0	—21,6		—13,1			

Аналитики В. Г. Бондарь и В. В. Безручко (ИБФМ АН СССР).

Таблица 4

Содержание ^{14}C в конкрециях и их радиоуглеродный возраст *

Лабораторный номер	Интервалы, см	Карбонат конкреций	
		содержание ^{14}C	возраст, лет
ГИН-1359	5—40	27	11000±1200
ГИН-1361	90—140	18	14000±1200
ГИН-1362	160—290	6	22000±2000

* Данные приведены в процентах активности ^{14}C теоретического эталона 1950 г., т. е. активности эталона NBS×0,95 и в годах (константа 5570 лет).

карбоната конкреций с глубиной тяжелым изотопом ^{13}C объясняется, очевидно, в первую очередь присутствием в этих конкрециях значительного количества раковинного карбоната (см. фиг. 2, в) с положительными величинами $\delta^{13}\text{C}$.

Изотопный анализ карбонатных минералов из этих же конкреций после удаления из них возможно большего количества остатков раковин показал правильность этого предположения (см. табл. 3), хотя полностью отделить карбонат раковин от диагенетического нам не удалось.

Углекислота, принимавшая участие в формировании карбоната конкреций, не была гомогенной по изотопному составу. На фиг. 3 показаны значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода карбонатов из различных участков конкреций. Наблюдается утяжеление изотопного состава углерода от центра к периферии конкреций.

Аналогичное распределение изотопов углерода по профилю карбонатных конкреций описано Э. М. Галимовым и Ю. П. Гириным (1968), которые предполагают формирование карбонатных минералов конкреций за счет изотопно-легкой углекислоты, образующейся при разложении органического вещества, и из ионов кальция илового раствора. При этом начальном процессе карбонато- и конкрециеобразования в поровых водах локально поддерживается щелочная среда, в которой не может происходить растворение иловых карбонатов любого генезиса.

Результаты измерения содержания ^{14}C в карбонатах конкреций приведены в табл. 4. Измерения проводились по бензольному варианту сцинтилляционного метода.

Конкреции ввиду своей плотности и массивности являются практически закрытыми системами и с точки зрения радиоуглеродного датиро-

вания — наиболее подходящими объектами для измерения ^{14}C по сравнению с органическим материалом и углеродом карбоната раковин.

Как видно из табл. 4, наблюдается последовательное «омоложение» карбоната конкреций снизу вверх по разрезу осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обогащение диагенетических карбонатов легким изотопом ^{12}C возможно при аэробном и анаэробном диагенезе. В первом случае углекислота может образовываться при окислении изотопно-легкого метана (Hathaway, Degens, 1969). Очень высокое содержание изотопа ^{12}C в карбонате конкреций ($\delta^{13}\text{C}$ варьирует от $-18,1$ до $-40,0\%$, см. табл. 3) в первую очередь наводит на мысль о подтоке в осадки снизу метана и «древней» углекислоты, тем более что Калифорнийский залив является областью нефте- и газопроявлений. Однако тесный парагенезис диагенетического пирита и карбонатных минералов в конкрециях ст. 666 указывает на анаэробные условия их формирования. В анаэробных условиях трудно предполагать возможность окисления метана. Об этом же свидетельствует наш фактический материал. Участие внешнего метана и углекислоты привело бы к гомогенизации изотопного состава углерода карбонатов, чего мы в действительности не наблюдаем (см. табл. 3), и к одновозрастности конкреций, в то время как радиоуглеродные определения свидетельствуют о закономерном изменении возраста конкреций в разрезе осадков от более глубоких горизонтов внизу к более молодым вверх (см. табл. 4).

Таким образом, аэробный диагенез вряд ли имел место при образовании карбонатных конкреций, и, следовательно, надо рассматривать изотопно-легкие карбонаты конкреций как продукты анаэробного диагенеза.

При анаэробном диагенезе углекислота, входящая в состав карбонатных минералов, могла образовываться при микробиологическом окислении органического вещества осадков, в том числе в процессе сульфатредукции. Известно, что при полной деструкции органического вещества образующаяся углекислота наследует изотопный состав углерода этого вещества (Галимов, 1973). При неполном потреблении органического вещества, как показали лабораторные эксперименты (Karlan, Rittenberg, 1964; Smejkal et al., 1971; Lein, 1978), может происходить фракционирование изотопов углерода и обогащение метаболической углекислоты изотопом ^{12}C на $4-25\%$ по сравнению с исходным органическим веществом. Именно неполным потреблением органического вещества илов в процессе сульфатредукции мы склонны объяснять заметное обогащение (до -17%) изотопом ^{12}C углерода метаболической углекислоты и образующегося из нее карбоната конкреций в осадках ст. 666 по сравнению с углеродом органического вещества илов.

Возникает вопрос, хватит ли такой микробиальной углекислоты на образование карбонатных конкреций в исследуемых осадках? Количество восстановленной серы в осадках позволяет рассчитать количество углекислоты, образующейся наряду с H_2S при микробиологической редукции сульфата в илах. Как видно из данных табл. 5, эти количества намного превышают реальное содержание карбонатов в осадках ст. 666. Следовательно, продуцируемой в илах микробиальной углекислоты вполне хватило бы на образование карбоната конкреций в качестве основного источника углерода.

Значительная доля углекислоты, не связавшаяся в карбонаты, могла диффундировать из илов в вышележащие осадки или наддонную воду. Возможность достаточно свободного обмена между отдельными горизонтами илов и между осадком и водой обеспечивается сравнительно грубозернистым составом илов (Леин и др., 1975) и подтверждается

Расчет количества метаболической углекислоты при сульфатредукции (по сумме восстановленных соединений серы)

Горизонт, см	Содержание, % на сухой вес				
	экспериментальное			теоретическое***	
	CaCO ₃ *	C _{орг} *	H ₂ S**	CO ₂	CaCO ₃
10—20	22,47	0,75	—	—	—
20—30	—	—	0,637	0,48	1,10
90—100	0,82	0,89	1,301	0,98	2,25
140—150	0,41	1,61	1,606	1,20	2,76
200—210	0,68	1,39	1,222	0,92	2,12
240—250	0,91	не обн.	0,995	0,75	1,73
275—285	3,04	1,02	1,218	0,91	2,10

* Данные А. Г. Розанова и др. (1976).

** Данные И. И. Волкова и др. (1976).

*** Расчет по уравнению $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C}_{\text{орг}} = \text{S}^{2-} + 2\text{CO}_2$.

Таблица 6

Изменение щелочности и содержания сульфатов в иловых водах ст. 666 по вертикали (по Шишкиной и Павловой, 1976)

Горизонт, см	SO ₄ ²⁻	Alk	Горизонт, см	SO ₄ ²⁻	Alk
	мг-экв/кг			мг-экв/кг	
5—20	57,5	3,3	220—240	53,1	6,4
105—135	56,2	4,8	260—280	54,7	6,7

слабым истощением сульфата с глубиной, несмотря на его интенсивное восстановление (Иванов и др., 1976). Наличие градиента щелочности в разрезе осадков (табл. 6) также доказывает диффузию бикарбонатного иона из более глубоких горизонтов к поверхности.

«Нормальное» изменение возраста конкреций от более древних внизу к более молодых вверх (см. табл. 4) подтверждает минералого-геохимические данные об образовании конкреций на месте их залегания из материала вмещающих их илов.

Механизм образования карбонатных конкреций представляется нам следующим. Формирование осадков ст. 666, содержащих на всю изученную глубину раковины мелководных моллюсков, раковинный детрит и остатки древесины, происходило в прибрежных условиях мелкого моря на рубеже плейстоцен-голоценового времени и в голоцене. Низкий уровень воды в плейстоцене отмечается для всего Мирового океана, в том числе и для района Калифорнийского залива (Van Andel, 1964). Так, вблизи Сан-Диего, у берегов Калифорнии и Калифорнийского полуострова, на глубинах 180—230 м вдоль верхней части континентального склона описаны осадки с раковинами мелководных моллюсков, возраст которых составляет 14 380 лет (Шепард, 1976).

У берегов Западной Мексики пески с раковинами мелководных моллюсков обнаружены на глубине 110—120 м. Возраст карбоната раковин — 19—20 тыс. лет (Шепард, 1976). Таким образом, приводимые нами радиоуглеродные даты карбоната конкреций в 11—22 тыс. лет находятся в хорошем соответствии с геологической ситуацией бассейна осадконакопления и результатами других исследователей.

Осадконакопление происходило в теплых водах тропической зоны, обогащенных Mg-ионом, в анаэробной среде с повышенным содержанием

ем органического вещества. Интенсивные процессы микробиологического восстановления сульфата способствовали образованию в осадках H_2S - и CO_2 — продуктов метаболизма анаэробных, в первую очередь сульфатредуцирующих, микроорганизмов. Часть метаболитов расходовалась на образование аутигенных сульфидных и карбонатных минералов, часть диффундировала в более молодые осадки и в наддонную воду. Верхняя часть осадков, содержащих конкреции, в результате местных тектонических движений находилась некоторое время в условиях литеральной зоны, где илы размывались, а конкреции подвергались механическому и химическому разрушению и часто служили субстратом для устриц, кораллов и других организмов (конкреции горизонта 5—25 см).

Послеледниковая трансгрессия привела к современной ситуации: конкрециесодержащие осадки оказались на глубине 120 м, в них возобновились процессы сульфатредукции по всему разрезу илов, поскольку переувлажнение верхних горизонтов способствовало более свободному обмену ил — вода и насыщению осадков на всю глубину океаническим сульфатом (Леин и др., 1975) (см. также табл. 6). В настоящее время особенно интенсивно бактериальное восстановление сульфатов происходит в верхних горизонтах илов (Иванов и др., 1976) и сопровождается, как и в более древних осадках разреза, образованием аутигенных изотопно-легких сульфидных и карбонатных минералов.

Таким образом, описанные нами карбонатные конкреции образовались 11—22 тыс. лет назад при анаэробном диагенезе осадков, богатых органическим веществом, в условиях мелкого моря. Источником карбоната конкреций служила метаболическая углекислота, образовавшаяся в процессе микробиологической частичной или полной деструкции органического вещества илов.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н., Фомина Л. С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973.
- Галимов Э. М., Гирин Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций. — Геохимия, 1968, № 2.
- Иванов М. В., Леин А. Ю., Кашипарова Е. В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Леин А. Ю., Логвиненко Н. В., Волков И. И., Иванов М. В., Трубин А. И. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2.
- Шепард Ф. Морская геология. Л., «Недра», 1976.
- Шишкина О. В., Павлова Т. А. Об иловых водах Калифорнийского залива. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.
- Hathaway J. C., Degens E. T. Methan-derived marine carbonates of pleistocene age. — Science, 1969, v. 165 (3894).
- Kaplan I. R., Rittenberg S. C. Carbon isotope fractionation during metabolism of lactate by *Desulfovibrio desulfuricans*. — J. Gen. Microbiol., 1964, v. 34.
- Lein A. Yu. Formation of carbonate and sulfide minerals during diagenesis of reduced sediments. — Third Intern. Symp. «Environmental Biogeochem», Univers. Oldenburg, 1978.
- Smejkal V., Cook F. D., Krouse H. R. Studies of sulfur and carbon isotope fractionation with microorganisms isolated from springs of Western Canada. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1971, v. 35.
- Van Andel T. U. Recent marine sediments of Gulf of California. Symp. «Marine Geology of the Gulf of California». — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 1964, No. 3.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов АН СССР,
Пущино

Ленинградский гос. университет,
ГИН АН СССР,
Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
22.V.1978

УДК 551.35(267.5)

**ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В РУДОНОСНЫХ ОСАДКАХ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС-II
(КРАСНОЕ МОРЕ)**

**Г. Ю. БУТУЗОВА, В. А. ДРИЦ, Н. А. ЛИСИЦЫНА,
С. И. ЦИПУРСКИЙ, А. Л. ДМИТРИК**

В результате проведенных детальных исследований глинистых минералов из рудоносных осадков впадины Атлантис-II (Красное море) методами рентгеноструктурного анализа, электронографии, электронной микроскопии, ИК-спектроскопии и химического анализа были выделены разновидности аутигенных железистых смектитов. Изучение кристаллохимических особенностей их структуры позволило выявить динамику и направленность преобразований этих минералов. Показана тенденция их перехода в слюистые железистые образования типа глауконита — селадонита.

Как известно, рудоносные осадки Красного моря являются уникальным объектом для изучения разнообразных процессов современного рудо-, осадко- и минералообразования и привлекают внимание исследователей разного профиля. К настоящему времени на основании исследований вещественного состава отложений, выполняющих рудоносные впадины, выделены фации осадков и изучены некоторые особенности их распределения, химизма, минералогии и генезиса. Эти вопросы рассмотрены в ряде работ (Miller et al., 1966; Bischoff, 1972; Бишофф, 1974; Bäcker, Richter, 1973; Hackett, Bischoff, 1973; Bäcker, 1976). Для решения многих генетических вопросов осадконакопления рифтовых зон большой интерес представляет всестороннее и детальное изучение тонкодисперсных минералов: их состава, структуры, условий образования и динамики преобразований. Исследования глинистых минералов в осадках Красного моря, проведенные рядом исследователей, показали, что в рудоносных впадинах широко распространенным минералом является железистый смектит. Миллер определил этот минерал как диоктаэдрический монтмориллонит (Miller et al., 1966). Позднее Дж. Бишофф охарактеризовал смектит из впадины Атлантис-II как промежуточный член между диоктаэдрическим нонтронитом и триоктаэдрическим железистым смектитом (Bischoff, 1972). В результате исследований минералов в осадках Красного моря П. Гуларт пришел к выводу, что единственным глинистым минералом, развитым в различных фациях осадков впадины Атлантис-II, является диоктаэдрический ферримонтмориллонит, или нонтронит (Goulart, 1977).

Выполненные нами ранее исследования двух образцов фракции $<0,001$ мм из впадины Атлантис-II показали, что глинистые минералы этих осадков представляют собой высокожелезистые смешанослойные образования, состоящие из слюистых (глауконитовых, селадонитовых) и смектитовых пакетов. Чередование пакетов неупорядоченное, с широко меняющейся нормой переслаивания (Бутузова и др., 1977).

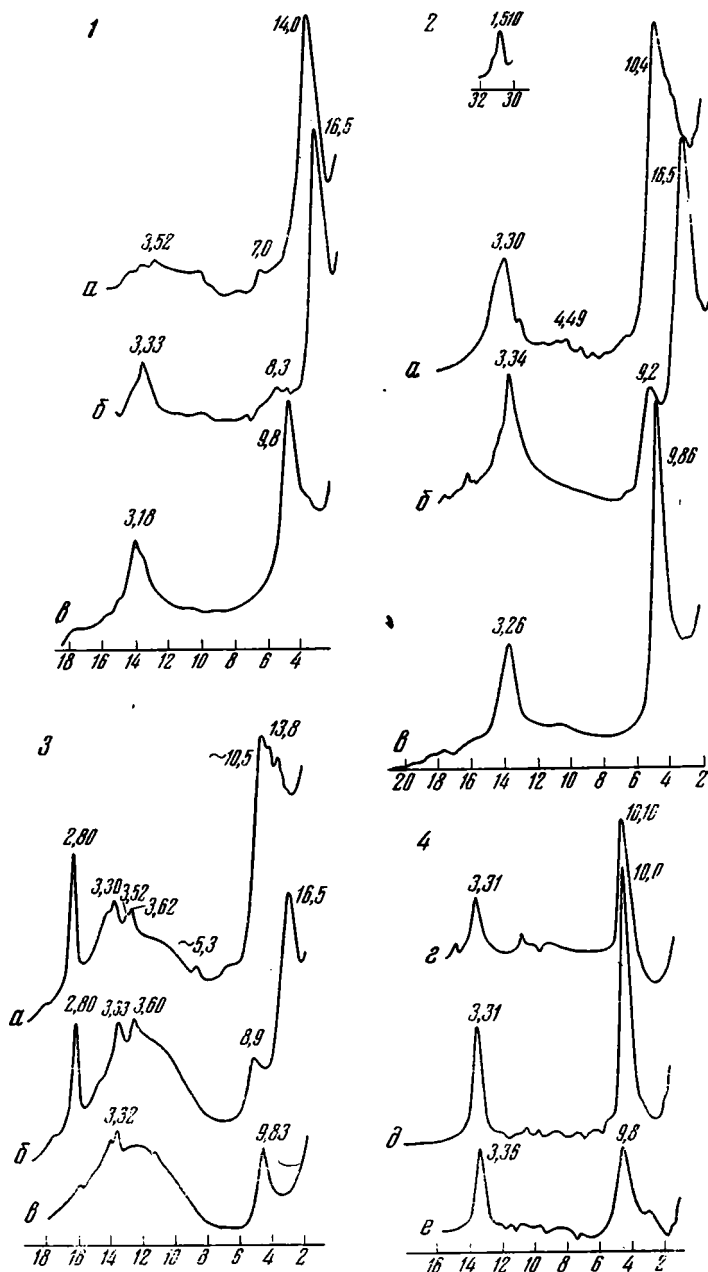
В настоящей статье излагаются результаты дальнейшего, более углубленного изучения тонкодисперсных минералов рудоносных осадков

впадины Атлантис-II. Объектом для изучения послужили образцы из колонок, расположенных в восточном борту впадины (см. 1905-4 и 1991). Колонки мощностью 575 и 625 см вскрыли толщу рудоносных осадков — тонких, студнеобразных, сильно обводненных, неравномерно окрашенных в яркие красновато-бурые, желтые, ржаво-оранжевые, черные и зеленые цвета. Преобладающим компонентом осадка является кремнево-железистый гель коллоидной и микроглобулярной структуры с отдельными более плотными участками и прослоями. В результате микроскопического изучения для детального исследования были выбраны три образца. Один образец из поверхностного слоя (ст. 1991, глуб. 5—10 см, обр. 1) и два образца из толщи осадка (ст. 1991, глуб. 400—412 см, обр. 2 и ст. 1905 (4), глуб. 515—525 см, обр. 3). Поверхностный образец наиболее обводнен и представляет собой железисто-кремневый гель, неравномерно окрашенный гидроокислами железа в бурый цвет. Образцы из толщи осадка более плотные, пятнисто-окрашенные в желто-оранжевые и зеленые цвета. Под микроскопом наблюдаются участки глинистого вещества чешуйчатого строения с низкими серыми цветами интерференции. Изучались как исходные осадки, так и выделенная из них фракция $<0,001$ мм. Свободные гидроокислы железа удалялись по методу Мера — Джексона (Mehra, Jackson, 1958). Для всестороннего изучения структурно-кристаллохимических особенностей глинистых минералов при их исследовании использовался комплекс таких методов, как рентгеноструктурный анализ, электронография, электронная микроскопия, микродифракция электронов, ИК-спектроскопия и химический анализ.

Результаты рентгеноструктурных исследований приведены на фиг. 1, из которой видно, что дифракционные картины изученных образцов существенно различны.

На дифрактограмме поверхностного обр. 1 (фракция $<0,001$ мм), обработанного по методу Мера — Джексона (фиг. 1, 1), фиксируется сильное базальное отражение с $d_{(001)} = 14,0$ Å и ряд более слабых рефлексов 001. После насыщения препарата этиленгликолем на дифрактограмме зарегистрирована близкая к целочисленной серия отражений с $d_{(001)} = 16,5$ Å. После прокаливания препарата его дифрактограмма содержит два интенсивных рефлекса с d , равными 9,8 и 3,18 Å. Значение $d_{(060)} = 1,53$ Å. Полученные данные показывают, что исследуемый образец представлен железосодержащим смектитом, близким к нонтрониту. О высокой железистости минерала свидетельствует отсутствие отражения 002 на дифрактограмме прокаленного образца, а также значение $d_{(060)}$, которое обычно наблюдается лишь для триоктаэдрических слоистых силикатов, но отмечено также для нонтронитов, отличающихся тем, что катионы Fe^{3+} занимают не только октаэдры, но также часть тетраэдрических позиций 2:1 слоев (Чекин, 1966). Существенно отметить, что наличие нецелочисленной серии базальных отражений на дифрактограмме прокаленного препарата из-за смещения первого рефлекса в область малых углов (его $d = 9,8$ Å вместо ожидаемого значения $3,18 \cdot 3 = 9,54$ Å) обусловлено эффектом исключительно малой толщины областей когерентного рассеяния (Дриц, Сахаров, 1976), которые в данном случае, по-видимому, совпадают с толщиной частиц.

Дифракционная картина обр. 2 из той же колонки (глубина 400—412 см) существенно отличается от дифрактограммы образца из поверхностного слоя (фиг. 1, 2). На фигуре видно, что дифрактограмма ориентированного препарата обр. 2 содержит интенсивные рефлексы с $d = 10,4$ и 3,30 Å, а неориентированного наряду с базальными отражениями 001 и $d_{(001)} = 10,0$ Å — дифракционные максимумы 020, 200, 060 и т. д. Дифрактограмма природного обр. 2 по внешнему виду близка дифракционной картине структурно неупорядоченных слоистых минералов глауконитового типа. Однако после насыщения образца этиленгликолем



Фиг. 1. Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм образцов из рудоносных осадков впадины Атлантик-II

1 — обр. 1, ст. 1991 (5—10); 2 — обр. 2, ст. 1991 (400—412); 3 — обр. 3, ст. 1905 (4) (515—525): а — ориентированный природный, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при t 550°С; 4 — образцы, обработанные в растворе K_2CO_3 : г — обр. 2, д — обр. 3, е — обр. 3, насыщенный этиленгликолем

происходит разбухание большинства межслоев в структуре минерала. При этом формируется смешанослойная фаза, в которой неупорядоченно чередуются 10-Å слюистые и 16,5-Å смектитовые пакеты. Наличие смешанослойности выявляется на дифрактограмме насыщенного этиленгликолем препарата по нарушению целочисленности базальных от-

ражений. Это выражается в смещении в области малых углов второго дифракционного максимума, который имеет $d=9,2$ Å вместо $d_{(002)}=8,8$ Å, характерного для смектита с гомогенным этиленгликолевым комплексом. По положению этого рефлекса установлено, что в анализируемой смешанослойной фазе отношение межслоев, содержащих и не содержащих молекулы этиленгликоля, равно приблизительно 70:30 (Дриц, Сахаров, 1976).

Полученные данные можно интерпретировать следующим образом. В исходном состоянии большинство межслоев структуры занято катионами К, что и обуславливает среднюю высоту пакетов, близкую к 10 Å. Однако разные межслои структуры очевидно отличаются друг от друга степенью заполнения катионами К, что в значительной мере предопределяет их разную реакцию с молекулами этиленгликоля. Другими словами, обработка обр. 2 этиленгликолем оказалась своеобразным тестом, позволившим установить однородность-неоднородность межслоевых промежутков в структуре исследуемого минерала. Так же как и в обр. 1, отсутствие отражения 002 на дифрактограмме прокаленного препарата свидетельствует о том, что состав октаэдрических катионов 2:1 слоев характеризуется высокой железистостью. Существенно, что в отличие от поверхностного образца в данном случае дифрактограмма прокаленного препарата содержит почти целочисленную серию базальных рефлексов, что свидетельствует об отсутствии для его частиц эффекта малой толщины областей когерентного рассеяния. Другое более принципиальное отличие обр. 2 от рассмотренного выше состоит в том, что, несмотря на их близость по степени железистости, они тем не менее характеризуются заметно разным составом тетраэдров и, по-видимому, октаэдров, поскольку для обр. 2 значение $d_{(080)}=1,510$ Å. Столь существенное уменьшение этого параметра, по-видимому, связано с вхождением в октаэдры таких катионов, как Al или Mg, а также с уменьшением или полным отсутствием замещения Si на Fe^{3+} в тетраэдрах.

Образец 3, взятый со ст. 1905 на глубине 515—525 см, по своим дифракционным особенностям занимает промежуточное положение между описанными двумя образцами (фиг. 1, 3). На дифрактограмме исходного препарата присутствует сильный малоугловой рефлекс с четко выраженной асимметрией за счет медленного спада интенсивности дифрагированных лучей в сторону меньших углов θ (см. фиг. 1). Максимум рефлекса характеризует значение $d=10,5$ Å. Эти данные можно объяснить тем, что основная часть межслоев в частицах образца содержит в качестве обменных катионы К, что обуславливает преобладание в них 10-Å слоев. Однако в каждой частице помимо К-содержащих присутствуют также гидратированные межслои с обменными катионами Mg и Ca. При этом в рассматриваемом смешанослойном образовании имеется целый набор различных совокупностей частиц, для каждой из которых реализуется какое-то свое вполне определенное соотношение между неупорядоченно чередующимися разнотипными слоями.

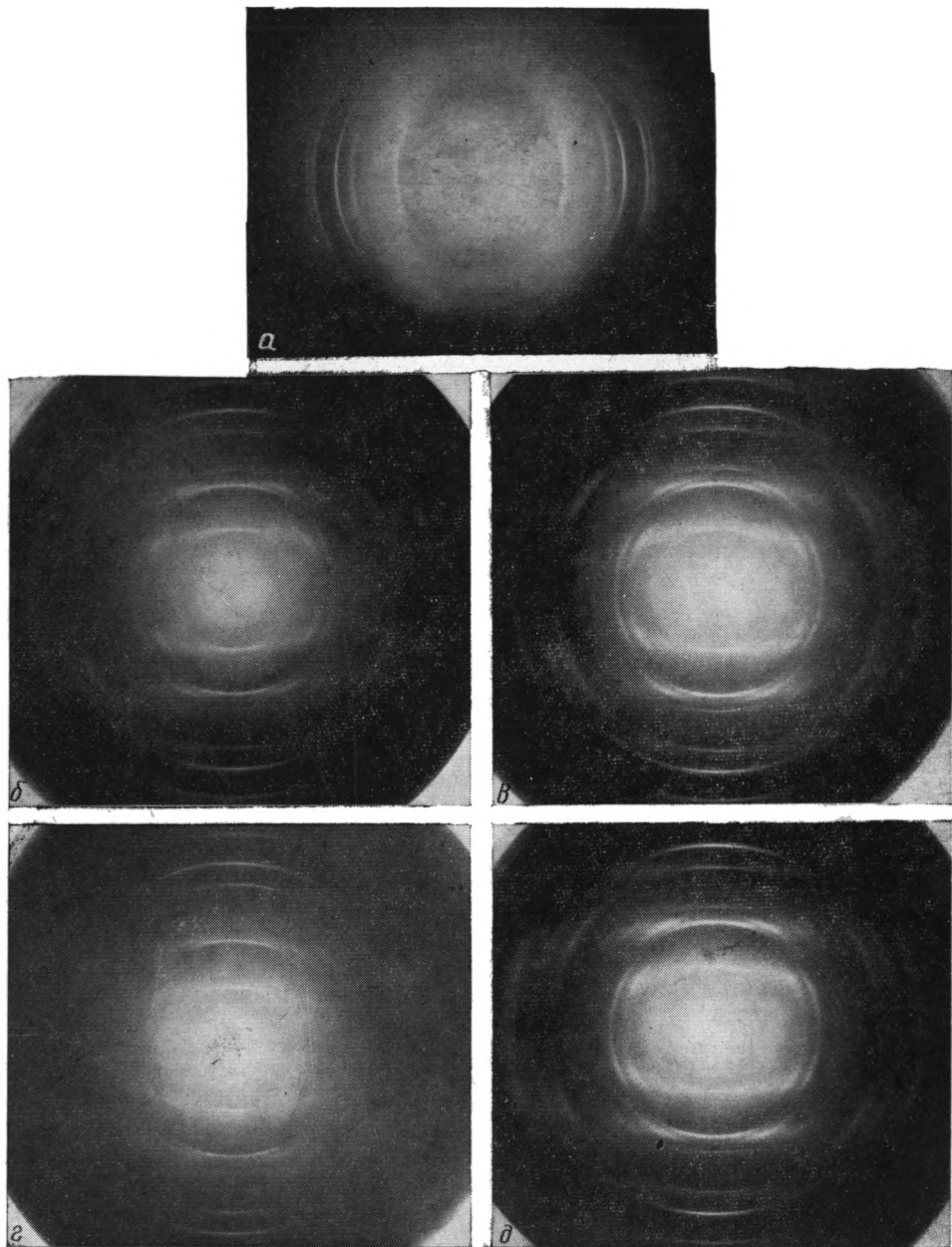
Совокупность частиц, в которых преобладают К-содержащие межслои, дает основной вклад в общую совокупность частиц образца. Таким образом, отмеченная на дифрактограмме исходного препарата асимметричная форма первого малоуглового рефлекса связана с гетерогенным распределением межслоев с разным составом обменных катионов. В результате обработки обр. 3 этиленгликолем разбухают практически все межслои независимо от природы обменных катионов, что приводит к появлению на дифрактограмме серии отражений, близкой к целочисленной. Значения второго малоуглового рефлекса свидетельствуют о том, что в структуре минерала не разбухает лишь около 10—15% межслоев. Повышенное содержание в межслоях катионов К косвенно подтверждается значениями межплоскостных расстояний, установленных для прокаленного при 550°С препарата. Величина $d_{(001)}$ для обр. 3 рав-

на 9,83 Å и близка к соответствующей величине слюдистых минералов. Она заметно выше, чем величина $d_{(001)}$ поверхностного обр. 1, которая равна 9,54 Å, что характерно для структур с мелкими межслоевыми катионами Ca, Na, Mg. Параметр b обр. 3 равен 9,06 Å.

Для уточнения структурных особенностей исследуемых минералов все три образца были обработаны в однонормальном растворе K_2CO_3 в двух режимах: при комнатной температуре в течение двух суток и при кипячении на водяной бане в течение одного часа. При рентгеновском изучении обработанных образцов были получены весьма интересные данные. Как видно на фиг. 1, после обработки, особенно в результате двухдневной выдержки при комнатной температуре, резко улучшилось качество дифракционных картин обр. 2 и 3, рефлексy стали четкие, узкие, интенсивные, образующие практически строго целочисленную серию с $d_{(001)} = 10,0$ Å. Однако наиболее важный и неожиданный результат состоял в том, что после насыщения К анализируемые минералы утратили специфическую для смектитов способность разбухать под действием этиленгликоля и глицерина и приобрели новое качество, свойственное слюдистым фазам. На дифрактограммах препаратов обр. 2 и 3, обработанных в K_2CO_3 , а затем насыщенных этиленгликолем, фиксируются отражения с d , равным 9,84 и 3,36 Å для обр. 3 и 9,6 и 3,36 Å для обр. 2. Это означает, что в первом случае минерал содержит только около 10%, во втором — около 20% разбухающих межслоев. Подобные дифрактограммы являются типичными для большинства достаточно хорошо окристаллизованных природных глауконитов и селадонитов. Дифракционная картина обр. 1 не изменилась.

Принципиально новая и важная информация о структурных особенностях исследуемых образцов была получена с помощью *электронографического метода косых текстур*. С. И. Ципурский с соавторами (1978) предложили методику, позволяющую оценивать степень трехмерной упорядоченности смектитов, сущность которой сводится к следующему. Смектиты при их электронографическом исследовании находятся в условиях вакуума. Если их межслои заполнены сравнительно мелкими катионами Ca, Na, Mg, то при обезвоживании последовательные слои при наложении будут избегать «слюдистого» закона, т. е. такого их взаимного расположения, при котором в нормальной проекции совпадают псевдогексагональные петли смежных тетраэдрических сеток соседних 2:1 слоев. Однако если межслои смектитов предварительно насытить крупными катионами К, то при обезвоживании эти катионы будут фиксировать взаимное расположение слоев, аналогичное слюдистому. При этом по электронограммам четко выявится ориентационный порядок — беспорядок в наложении последовательных 2:1 слоев. Если в структуре объекта плоскости симметрии всех слоев параллельны, то на электронограмме будут наблюдаться рефлексy на всех эллипсах с такой же геометрией взаимного расположения, которая характерна для слюд модификации 1 М. Если слои в структуре смектита содержат ориентационные дефекты, связанные с их неупорядоченными разворотами на $\pm 2\pi/3$, то на первом эллипсе электронограмм дискретно не будут выявлены рефлексy 02 l и 11 l . Если первый и второй эллипсы характеризуются непрерывным распределением интенсивностей со слабыми модуляциями, то в структуре объекта последовательные слои развернуты относительно друг друга на произвольные углы.

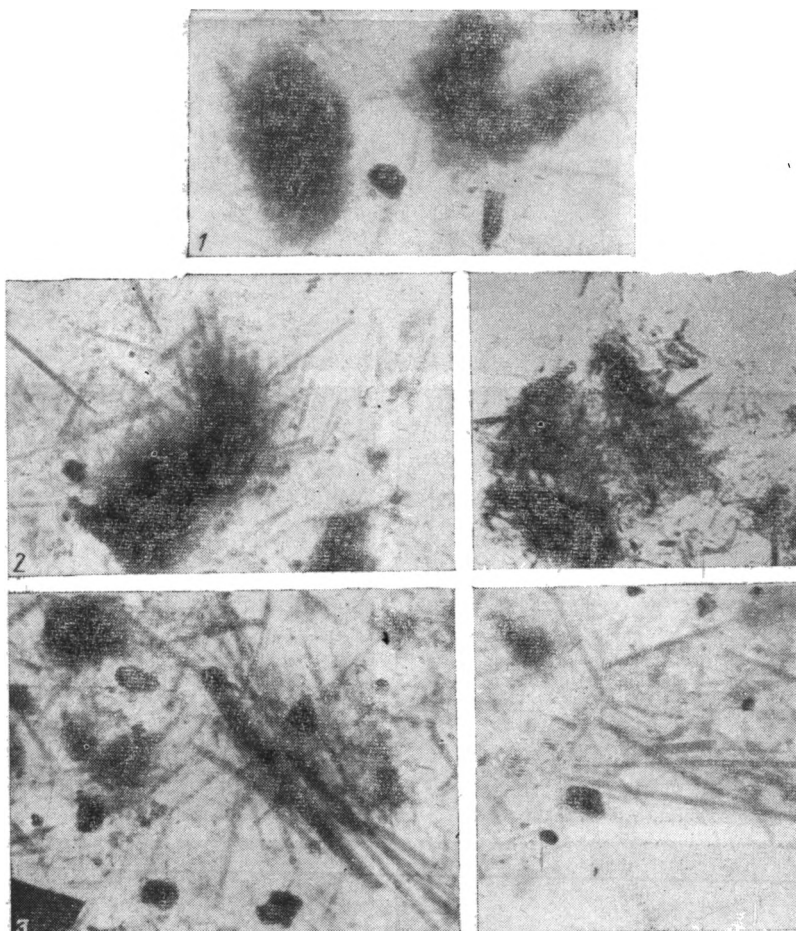
Применение электронографического метода косых текстур при изучении исходных обр. 1, 2 и 3 обнаружило закономерные различия в степени их трехмерной упорядоченности. Электронограмма обр. 1 оказалась крайне невыразительной, что обычно для плохо окристаллизованных смектитов, и не содержала дискретных рефлексов ни на первом, ни на втором эллипсах (фиг. 2, а). Это могло быть связано как с наличием дефектов смещения в соответствии с установленным выше типом обмен-



Фиг. 2. Электронограммы образцов фракции $<0,001$ мм
 а — обр. 1, б — обр. 2, в — обр. 2, обработанный в растворе K_2CO_3 , г — обр. 3, д — обр. 3, обработанный в растворе K_2CO_3

ных катионов этого образца, так и с ориентационными поворотами слоев на произвольные углы. Достаточно четкая, типично глауконитовая электронограмма с разрешенными рефлексами на первом и втором эллипсах была установлена для обр. 2 (фиг. 2, б). Индицирование электронограммы однозначно свидетельствует о том, что структура анализируемого образца аналогична слюде модификации 1М с параметрами $a=5,23$, $b=9,06$, $c=10,20$ Å и $\beta=100^\circ 20'$.

Распределение интенсивностей рефлексов такое же, как и на электронограммах природных глауконитовых минералов. Поскольку данный



Фиг. 3. Электронно-микроскопические снимки фракции $< 0,001$ мм
1 — обр. 1, 2 — обр. 2, 3 — обр. 3

образец уже в исходном состоянии содержал катионы К практически во всех межслоях, на что указывает достаточно большая интенсивность рефлекса 022, то тем самым были исключены дефекты произвольных смещений соседних слоев. Отсутствие ориентационных дефектов и параллельность плоскостей симметрии отдельных слоев плоскости симметрии структуры в целом определили полнитипную модификацию 1 М исследуемого объекта.

Электроннограмма обр. 3, как и в случае рентгеновских данных, занимает промежуточное положение между двумя описанными выше, поскольку на ней дискретные рефлексы на первом и втором эллипсах слабо выделяются на сильном фоне диффузного рассеяния электронов (фиг. 2, г). По-видимому, в этом образце либо недостаточно высокая концентрация К во всех межслоях, чтобы зафиксировать «слюдистое» расположение слоев и исключить дефекты за счет их произвольных смещений, либо в структуре минерала содержится много ориентационных дефектов.

Обработка обр. 1—3 раствором K_2CO_3 должна была устранить дефекты за счет произвольных смещений слоев. При электронографическом исследовании обработанных образцов выяснилось, что электроннограмма обр. 1, обработанного в растворе K_2CO_3 , мало изменилась по

сравнению с исходной дифракционной картиной. Это свидетельствует о слабой окристаллизованности минерала и о наличии в его структуре большого числа дефектов упаковки. Резко изменился облик электронограммы обр. 3, на которой четко проявились пространственные рефлексы и практически исчез фон диффузного рассеяния (фиг. 2, *д*), так что по качеству и выразительности электронограмма не уступает дифракционным картинам структурно совершенных глауконитов. Значительное увеличение интенсивности рефлекса 022 свидетельствует о том, что вакантные позиции в межслоях в результате обработки в K_2CO_3 оказались заняты катионами К, которого недоставало в природном образце при существовании строгой параллельности плоскостей симметрии всех слоев. Улучшилось, хотя и не столь значительно, качество электронограммы обр. 2, обработанного в растворе K_2CO_3 (фиг. 2, *в*). Это естественно, так как уже в исходном состоянии практически все межслойные частицы содержали катионы К. Таким образом, главный вывод, который вытекает из электронографических исследований исходных и обработанных в K_2CO_3 образцов, состоит в том, что в обезвоженном состоянии структура минералов в обр. 2 и 3 характеризуется строгой трехмерной упорядоченностью и наложение последовательных слоев осуществляется в соответствии с политипной модификацией 1 М.

При интерпретации результатов электронографического и рентгеновского изучения образцов весьма полезными оказались данные методов электронной микроскопии и микродифракции электронов. Электроно-микроскопические наблюдения показали, что частицы приповерхностного обр. 1 имеют неправильную «лепешкообразную», гелевидную форму и характеризуются кольцевой электронограммой, свидетельствующей о беспорядочной ориентировке мелких смектитовых кристаллитов, находящихся внутри каждой относительно крупной частицы (фиг. 3, 1).

Сушественно иная картина выявлена для обр. 2 и 3 (фиг. 3, 2, 3). По краям прежде бесформенных плоских образований постоянно наблюдался веер планко- или лентообразных кристаллов. Разная плотность распределения и размеры удлинённых кристаллов, формирующих радиально-лучистые агрегаты, переменный диаметр их изотропной «сердцевин» — все это как бы фиксирует разные стадии процесса раскристаллизации первоначально гелевидных частиц. Изолированные удлинённые кристаллы-планки, вероятно, представляют собой результат дезинтеграции радиально-лучистых агрегатов. Микродифракционные снимки от таких кристаллов обнаруживают точечный характер электронограмм. Следует отметить более высокую степень раскристаллизации обр. 3 (фиг. 3, 3). Завершенность рассматриваемого процесса раскристаллизации, по-видимому, прямо пропорциональна времени, прошедшему после образования исходного осадка.

Таким образом, с помощью электроно-микроскопических наблюдений установлено наличие процессов раскристаллизации первоначально бесформенных гелевидных частиц, в результате которых образуются радиально-лучистые агрегаты и отдельные удлинённые, планковидные кристаллы. Образование подобной формы частиц возможно при выполнении по крайней мере нескольких условий: наличии свободного пространства для их роста, значительных концентрациях и высокой скорости диффузии основных строительных компонентов — молекул SiO_2 , катионов Fe, а также Mg, Ca и K, что обеспечивает непрерывное их поступление в зону растущего кристалла. При этом планковидная форма кристаллов возникает прежде всего за счет анизотропии свойств отдельных 2 : 1 слоев и, в частности, за счет разной скорости их роста в различных кристаллографических направлениях. Исходя из общих соображений, вытекающих при анализе распределения плотности в кристаллографически разных плоскостях, а также из имеющихся экспериментальных данных по росту дисперсных слоистых силикатов следует, что для 2 : 1

слоев максимальная скорость роста реализуется вдоль направления, совпадающего с осью a , т. е. расположенного в плоскости симметрии 2:1 слоев. В этих условиях наиболее быстро будут расти такие совокупности слоев, у которых плоскости симметрии параллельны друг другу. Действительно, если на какой-либо слой произойдет наложение последующего в иной пространственной ориентировке, то это неизбежно приведет к резкому замедлению скорости роста всех слоев в направлении преимущественного роста исходного слоя. Естественно, что кристаллы с дефектом упаковки не выдержат конкуренции с кристаллами, в которых все слои имеют одинаковую ориентировку и одинаковую скорость преимущественного роста. Если такие кристаллы являются смектитамы по природе межслоевых промежутков, то по пространственной ориентировке последовательных 2:1 слоев они потенциально уже содержат все необходимое для последующей трансформации в трехмерно упорядоченную слюдистую фазу политипной модификации 1 М. Внутренняя перестройка структуры при этом сводится к введению в межслой крупных катионов К и их обезвоживанию.

Все изложенные выше соображения наглядно иллюстрируются данными электронно-микроскопических и электронографических исследований смектитов из осадков впадины Атлантис-II. Как было показано, обр. 2 содержит в исходном состоянии повышенные содержания К по сравнению с обр. 3, что определяет более высокое качество электронограммы обр. 2 в исходном состоянии. Однако после насыщения образцов катионами К наиболее выразительной оказалась электронограмма обр. 3, что находится в полном соответствии с наиболее полной степенью его раскристаллизации.

Для ориентировочного расчета структурной формулы смектитового минерала мы воспользовались данными химического состава фракции $<0,001$ мм обр. 3. К сожалению, мы не располагаем химическими анализами фракции $<0,001$ мм обр. 1 и 2.

Химический состав фракции $<0,001$ мм обр. 3:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-
38,52	0,25	1,74	33,15	6,88	1,41	1,47	1,84	0,24	2,31	4,5	5,4	2,15

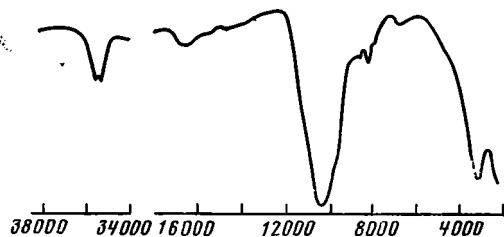
Из анализа дифрактограммы обр. 3 следует, что в его составе помимо смектитового минерала содержится железистый карбонат, в котором часть Fe²⁺, вероятно, замещена на Mn. Об этом свидетельствуют повышенные по сравнению с чистым сидеритом значения d . Если по весовой концентрации CO₂ оценить содержание манганосидерита, то нетрудно рассчитать структурную формулу анализируемого минерала на анионный каркас O₁₀(OH)₂. Ее вид: Mg_{0,10}Ca_{0,14}K_{0,26}Na_{0,04}(Si_{3,41}Al_{0,18}Fe_{0,41}³⁺).

Таблица 1

Зависимость величины параметра b от состава слоев нонтронитов

Элементы	Образцы нонтронитов									
	По Эгглетону (Eggleton, 1977)					По Чекину (1973)				Исследуемый образец 3
	34101	34102	34103	34106	34106X	710	1131	598	1092	
{ Si	3,52	3,63	3,53	3,71	4,00	3,49	3,66	3,43	3,44	4,0
	0,48	0,42	0,48	0,28	—	—	0,33	0,57	0,56	—
{ Fe ³⁺						0,51	0,01	—	—	—
	0,06	0,05	0,10	0,26	0,02	—	—	0,17	0,33	0,20
{ Fe ³⁺	1,91	1,85	1,87	1,59	1,70	1,87	1,92	1,94	1,60	1,13
						0,17	—	0,01	—	0,38
{ Mg	0,02	0,07	0,03	0,11	0,27	—	0,13	0,02	0,06	0,29
	9,14	9,13	9,14	9,11	9,10	9,17	9,120	9,138	9,114	9,06

· $(\text{Fe}_{1,79}^{3+} \text{Fe}_{0,07}^{2+} \text{Mg}_{0,14})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Как и ожидалось, обменные катионы характеризуются смешанным составом при достаточно высокой доле катионов К. Также оправданным можно считать высокий общий слоевой заряд, равный 0,80 весовых единиц. Тем не менее эта формула не согласуется с размерами элементарной ячейки минерала, так как столь высокое содержание Fe^{3+} в тетраэдрических позициях структуры должно было привести к величине параметра b , значительно превышающей 9,06 Å. Действительно, средние расстояния $\text{Fe}^{3+} - \text{O}$ в тетраэдрах (1,86 Å) намного превышают длины связи $\text{Si} - \text{O}$, в среднем равные 1,61 Å. Поэтому при замещении Si на Fe^{3+} должны заметно увеличиваться линейные размеры тетраэдрических сеток, а следовательно, и параметр b 2 : 1 слоев. В табл. 1 приведено несколько примеров, иллюстрирующих зависимость параметров b от состава минералов. Хорошо видно, что в нонтроните, отрицательный заряд которого обусловлен замещением Si на Fe^{3+} , в тетраэдрах параметр $b = 9,17$ Å существенно выше соответствующих величин для нонтронитов, отличающихся преобладанием Fe^{3+} в октаэдрах и высоким содержанием тетраэдрического Al. Обратим внимание, что типичные нонтрониты имеют параметр b , равный 9,12—9,14 Å. Уменьшение этой величины может происходить при отсутствии каких-либо замещений в тетраэдрах за счет увеличения в октаэдрах доли Al или двухвалентных катионов Mg и Fe^{2+} . Действительно, когда все октаэдрические катионы заполнены высокозарядными и относительно крупными (по сравнению с Al) катионами Fe^{3+} , то для экранирования достаточно сильного их электростатического отталкивания октаэдрические сетки сплющиваются, что и обуславливает столь высокие значения параметров b нонтронитов. При вхождении в октаэдры более крупных двухвалентных катионов Mg и даже Fe^{2+} происходит уменьшение параметра b за счет уменьшения общего эффекта электростатического отталкивания октаэдрических катионов. Например, в селадонитах из-за повышенного содержания октаэдрических катионов Mg при Si-содержащих тетраэдрах параметр b , как правило, равен 9,05—9,07 Å.



Фиг. 4. Инфракрасные спектры поглощения фракции <0,001 мм обр. 3

Несоответствие рассчитанной по химическому составу структурной формулы размерам элементарной ячейки минерала (параметр b) объясняется тем, что в обр. 3 содержатся свободные аморфные гидроксиды железа. Учитывая, что в межслоях находятся только катионы К, Na и Ca, а в тетраэдрах — только катионы Si (это требование вытекает из значения параметров b), нетрудно получить структурную формулу вида: $\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,30}\text{Ca}_{0,16}(\text{Al}_{0,20}\text{Fe}_{1,13}^{3+}\text{Fe}_{0,38}^{2+}\text{Mg}_{0,29})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Хотя эта формула лишь в первом приближении отражает реальную картину катионного состава октаэдров, тетраэдров и межслоевых промежутков в структуре анализируемого минерала, тем не менее она гораздо лучше согласуется с экспериментально установленным для данного минерала параметром $b = 9,06$ Å.

ИК-спектры исследованных образцов в целом подтверждают нонтронитовую природу смектитовых минералов (фиг. 4). Как и следовало ожидать, в этих спектрах полосы поглощения смещены в более низкочастотную область по сравнению с алюминиевыми разновидностями смектитов (табл. 2).

На основании комплекса проведенных исследований можно заключить, что во всех изученных образцах основной и единственной глини-

той фазой является высокожелезистый диоктаэдрический смектитовый минерал нонтронитового типа. Однако структурные и кристаллохимические особенности этого минерала, развитого в поверхностном слое осадков и в их толще, существенно различны. При переходе от поверхностных слоев в толщу осадка происходит накопление и фиксация катионов К в межслоях, в результате чего часть из них приобретает слюдистую природу и перестает разбухать при насыщении молекулами органических жидкостей. В соответствии с этим закономерно меняются величины $d_{(001)}$ прокаленных образцов — от 9,54 Å из поверхностного обр. 1 до 9,86—9,83 Å у обр. 2 и 3. Процесс накопления К в смектитах

Таблица 2

Сравнение ИК-спектров монтмориллонита и нонтронита (Farmer, 1968) со спектрами смектитов из впадины Атлантис-II *

Монтмориллонит	Нонтронит	Смектиты из впадины Атлантис-II	
		I	II
3620—3630 $см^{-1}$	3560 $см^{-1}$	3540—3560 $см^{-1}$	3560 и 3532 $см^{-1}$
920	848	842	862
890	818	820	830
523	493	495	495
468	430	435	445

* I — данные Гуларта (Goulart, 1976), II — обр. 3, ст. 1905, глуб. 515—525 см.

подтверждается определением его содержаний во фракции $<0,001$ мм исследуемых образцов. Содержания К закономерно возрастают от 1,20 мг/л в поверхностном обр. 1 до 2,20 мг/л (обр. 3) и 3,60 мг/л в структурно наиболее совершенном обр. 2. Процессы раскристаллизации минерала наглядно иллюстрируются на электронно-микроскопических снимках, они подтверждаются также тем, что эффект малой толщины областей когерентного рассеяния обнаружен только для поверхностного обр. 1. Важно отметить закономерное изменение значений $d_{(001)}$ от поверхностного образца к образцам из толщи осадка. Эти значения соответственно равны: для обр. 1—1,530 Å, для обр. 2 и 3—1,510 Å. Согласно существующим представлениям (Bischoff, 1972), смектит в рудоносных осадках Красного моря образуется при взаимодействии горячих рассолов, содержащих около 60 ppm SiO_2 и 80 ppm Fe^{2+} с придонной морской водой. При смешении вод происходит охлаждение рассола, он становится перенасыщенным в отношении SiO_2 , большая часть железа окисляется и в осадок выпадает синтезированный смектит вместе с аморфной гелевидной массой, состоящей в основном из смеси SiO_2 и гидроокислов железа. Можно предположить, что эта исходная аморфизированная масса содержит в своем составе такие катионы, как Ca, Mg, K. В экспериментальных условиях во многом аналогичный процесс воспроизведен Х. Хардером. Он показал, что в растворе, содержащем ионы Fe^{2+} , Fe^{3+} и растворенный SiO_2 , при слегка восстановительных условиях выпадает аморфный осадок, который в процессе старения преобразуется в железосодержащий смектит (Harder, 1973).

По нашим данным, распределение синтезированного смектитового компонента в поверхностном слое осадков неравномерно. Он встречается спорадически на фоне аморфной, нераскристаллизованной массы и представляет собой неустойчивое, метастабильное образование. Величины pH, измеренные в разрезе осадков впадины Атлантис-II (ст. 1991), меняются от 6,0 на поверхности до 5,4—5,5 в толще осадка; при относительно повышенных значениях pH в верхнем слое было возможно замещение Si на Fe^{3+} в тетраэдрах структуры смектита, о чем свидетель-

ствует значение параметра $b=9,18 \text{ \AA}$ в поверхностном обр. 1. Кроме того, наличие двухвалентных катионов в исходном рассоле, вероятно, явилось причиной возникновения «избыточного» содержания катионов в октаэдрических позициях 2 : 1 слоев, что, по-видимому, предопределило метастабильное состояние смектитов и их склонность к перекристаллизации. Интенсивному развитию этого процесса в значительной степени способствовали высокие концентрации в иловых водах ионов Na и Cl, а также катионов K. По данным З. В. Пушкиной, содержание Cl в иловых водах составляет 186—190 г/л, Na 111—113, K 2,56—2,81 г/л. Известно, что в сильных растворах NaCl резко повышается ионная сила этих растворов, что обеспечивает высокую подвижность всех необходимых компонентов для синтеза и преобразований смектитовых минералов. При этом в процессе раскристаллизации в наиболее благоприятных условиях роста оказываются кристаллы, образованные слоями с одинаковой пространственной ориентировкой, вследствие чего они приобретают характерные планко- и лентовидные формы. Высокие концентрации K обеспечивают накопление и фиксацию этого катиона в межслоях минерала, что приводит к обеднению калием иловых вод по сравнению с вышележащими рассолами (Брукс и др., 1974).

В условиях восстановительной среды и при достаточно низких величинах pH (5,4—5,5) в толще осадка образуются смектиты с минимальными замещениями в тетраэдрах и относительно высокими концентрациями Al и Fe^{+2} в октаэдрах 2 : 1 слоев (параметр b обр. 2 и 3 из толщи осадков равен 9,06 Å).

В результате проведенных исследований становятся вполне объяснимыми различные кристаллохимические характеристики железистых смектитов впадины Атлантис-II, приводимые Дж. Бишоффом (Bischoff, 1972) и П. Гулартом (Goulart, 1976). Эти различия проявляются прежде всего в существенно разной величине параметра b (9,18 Å у смектита; изученного Дж. Бишоффом, и 9,06 Å у минерала, описанного П. Гулартом). Эта разница вполне естественна и связана с тем, что Дж. Бишоффом изучены образцы из поверхностной зоны осадка. В этих смектитах высокий отрицательный заряд локализован в тетраэдрах и обусловлен замещением Si на Fe^{+3} , в связи с чем параметр b минерала равен 9,18 Å, как и в изученном нами поверхностном обр. 1. Образцы, изученные П. Гулартом, отобраны из толщи осадков, в них заряд 2 : 1 слоев локализован преимущественно в октаэдрах и параметр b минерала равен 9,06 Å, что совпадает с параметром b обр. 2 и 3.

В заключение необходимо подчеркнуть, что наиболее важным результатом проведенных исследований является установление нескольких разновидностей железистых смектитов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II и выявление динамики и направленности преобразования этих минералов в слюистые минералы глауконит-селандонитового типа.

Важно отметить, что смектиты с удлинённой планковидной формой частиц характерны для осадков вулканически активных зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.
- Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
- Ципурский С. И., Дриц В. А., Чекин С. С. Выявление структурной упорядоченности железосодержащих смектитов электронографическим методом косых текстур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.

- Чекин С. С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1973.
- Bäcker H. and Richter H. Die rezente hydrothermalsedimentäre Lagerstätte, Atlantis-II.—Tief in Roten. Meer. Geol., Rundsch., Bd. 62, N 3, 1973.
- Bäcker H. Fazies und chemische Zusammensetzung rezenter Ausfällungen aus mineralquellen im Roten. Meer. Geol. Jahr., D, 1976, Hf. 17.
- Bischoff J. L. A Ferroan Nontronite from the Red Sea Geothermal System.—Clays and clay Minerals, 1972, v. 20, No. 4.
- Eggleton R. A. Nontronite: chemistry and X-ray diffraction.—Clay minerals, 1977, v. 181, No. 12.
- Farmer V. C. Infrared spectroscopy in the clay Mineral Studies.—Clay Miner., 1968, v. 7.
- Goulart P. E. Different smectite types in sediments of the Red Sea.—Geol. Jahrb., D, 1976, Hf. 17.
- Hackett I. P. and Bischoff J. L. New data on the stratigraphy Extent and geologic History of the Red Sea Geothermal deposits.—Econ. Geol., 1973, v. 68, No. 4.
- Harder H. Synthese von eisenhaltigen Tonmineralen by niedrigen Temperaturen. Naturwissenschaften, 60, 517. Berlin, Heidelberg, 1973.
- Mehra O. P., Jackson M. L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with Na-bicarbonate.—Clays and clay Minerals, 1958, v. 7.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway I. C., Manheim F. D., McFarlin P. F., Pocklington R., Iokela A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.—Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 546.28:551.35

АМОРФНЫЙ КРЕМНЕЗЕМ В ДОННЫХ ОСАДКАХ БАЙКАЛА

Л. А. ВЫХРИСТЮК

Важнейший компонент донных отложений оз. Байкал — аморфный кремнезем. Осадки, содержащие кремнезема более 10%, занимают 80—90% дна озера. Наибольшие его концентрации (35—50%) отмечены в алевроитово-глинистых илах северной котловины и в северной части Малого Моря. Абсолютный максимум 56,3%. Мощность кремнистых осадков колеблется от 3 до 140 см. Отмечается неравномерность в распределении аморфного кремнезема по длине колонки, что может быть вызвано изменениями физико-географических условий водоема.

Аморфный кремнезем ($\text{SiO}_2_{\text{ам}}$) — важнейший компонент современных отложений Байкала. Много его и в толще подстилающих осадков. Имеются сведения о его содержании и распределении в Южном Байкале (Князева, 1954), Малом Море (Патрикеева, 1959), заливе Лиственичном (Выхристюк, 1970) и Селенгинском мелководье (Голдырев и др., 1971).

Настоящая работа посвящена выяснению основных закономерностей распределения $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ в донных отложениях по всей акватории Байкала. В работе использованы образцы грунтов, собранные автором в 1959—1969 и 1975 гг., и опубликованные материалы. Всего проанализировано на содержание $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ свыше 200 проб из поверхностного слоя осадков и 120 из нижележащих слоев. Поверхностный слой осадка отобран дночерпателем «Океан-50». Мощность этого слоя 0—5, 0—7 см, представлен буровато-коричневым окисленным илом. Грунтовые колонки получены поршневой ($d=84$ мм) и прямоточной (Гоин-1,5) трубками. Определение $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ велось путем двухкратной обработки образца грунта 5%-ным раствором соды в течение 2 час на кипящей водяной бане. Аналитическая обработка проводилась автором, Ф. И. Лазо и лаборантом Т. П. Кожевниковой.

Содержание Si в байкальских водах не превышает 1,5 мг/л в верхних (в среднем 1,07 мг/л); максимально в придонных слоях — 2,0—2,5 мг/л. Сезонные изменения содержания Si зависят от количества диатомового планктона. Максимум Si отмечается в зимний подледный период, минимум — во время весеннего развития диатомей. Наиболее обогащен кремнием трофогенный слой воды Северного Байкала — 1,23 мг/л, меньше Среднего — 0,95 мг/л и Южного — 1,12 мг/л (средние данные за 1964—1969 гг.). Повышено содержание кремния в районах влияния крупных притоков Байкала, поскольку воды их богаче этим элементом. Единственный путь поступления кремнекислоты в донные отложения Байкала биохимический (Верещагин, 1947; Вотинцев, 1961).

Низкая растворимость SiO_2 в холодной воде стимулирует развитие в ней диатомовых водорослей, которые потребляют его для построения своих скелетов. После отмирания водорослей их створки поступают в

Таблица 1

Баланс (в млн. т) кремнезема в оз. Байкал

Поступление с речным стоком	Сток р. Ангары	Использование диатомовым фитопланктоном	Оборотный SiO_2
0,631	0,136	8,3	7,8

Таблица 2

Поступление в донные отложения основных химических элементов, тыс. т/год

Поступило (по К. К. Вотинцеву и др., 1965) *	Обнаружено в донных отложениях **	
	в тыс. т/год	в % от поступл.
$\text{SiO}_{2\text{ам}}$ 495	396,9	80,2
$\text{C}_{\text{орг}}$ 126	47,3	37,5
Fe 28,9	12,8	44,3
P 2,37	1,2	50,6

* С учетом выноса р. Ангарой.

** Расчет веществ, поступающих в донные отложения за год, приведен в статье Л. А. Выхристюк (1977).

донные отложения. А. П. Лисицын (1966) приводит сведения по Берингову морю, в котором оборачиваемость кремнезема более 2 раз в год, а «в зоне диатомовых илов... в донные осадки переходит ежегодно только 1—2% кремнезема, связываемого диатомовыми водорослями на поверхности, весь остальной кремнезем (98—99%) поступает в оборот» (Лисицын, 1966, стр. 151).

Нами ориентировочно оценена масса кремнезема, ежегодно связываемого фитопланктоном в оз. Байкал. При среднемноголетней величине первичной продукции 4 млн. т $\text{C}_{\text{орг/год}}$ и соотношении $\text{SiO}_2/\text{C}_{\text{орг}}$ в *Melosira baicalensis*, как 2,6:1 (Вотинцев и др., 1975), годовая продукция биогенного SiO_2 равна 10,4 млн. т. Учитывая, что диатомовые составляют ~80% всех байкальских водорослей, величина биогенной продукции будет несколько ниже — ~8,3 млн. т SiO_2 (табл. 1).

После отмирания диатомовых водорослей часть их створок растворяется, не достигнув дна, о чем свидетельствует отсутствие в осадках тонкопанцирных форм. Растворенный кремний вновь вовлекается в биогенный круговорот.

Кроме того, часть створок растворяется на контакте осадка с придонными слоями воды и в самой толще отложений, на что указывают более высокие содержания кремния в грунтовых растворах. По И. Б. Минзандронцеву (1971), концентрация кремния в жидкой фазе осадков Селенгинского района колеблется от 5,5 до 21,3 мг/л. Естественно ожидать диффузии части кремнезема в воду из грунтовых растворов.

Если учесть, что в поверхностном слое донных отложений содержится 397 тыс. т $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (табл. 2), или около 5% от кремнезема, связываемого диатомовыми водорослями в фотической зоне Байкала, то остальные 95% SiO_2 вновь поступают в кругооборот. Но в конечном итоге почти весь кремний, внесенный в озеро в течение года, осаждается на дно и захороняется в осадках.

Чтобы полнее понять процессы современного биогенного осадкообразования в Байкале, важно знать состав, количество и распределение диатомового планктона в водной толще, поскольку он является единственным поставщиком аморфного кремнезема в донные осадки озера.

Среди фитопланктона Байкала господствующее положение занимают *Melosira baicalensis* (K. Meyer) Wils, *M. islandica* O. Müll., *M. bindera-*

na Kütz., *Synedra arcus subsp. radians* (Kütz.) Skabitsch, *Cyclotella minuta* (Skv.) Antip. и др. (Поповская, 1971а, б, 1975; Вотинцев и др., 1975). Видовой состав важнейших форм по всей акватории озера более или менее постоянен, но количественно неоднороден. Различия в биомассе водорослей отмечаются не только между мелководьем и открытым Байкалом, но и между отдельными котловинами в их глубоководной части.

Так, биомасса фитопланктона в северном, среднем и южном районах Байкала равна соответственно 640,9; 1031,1 и 1677,4 мг/м³ (средние данные за 5 лет; Поповская, 1975).

Велики и межгодовые колебания численности и биомассы фитопланктона озера. Выделяются годы высокопродуктивные с биомассой в весенний период более 1 г/м³, среднепродуктивные — 0,5—1 г/м³ и малопродуктивные — менее 0,5 г/м³; средняя многолетняя (1964—1969 гг.) биомасса 1,0 г/м³. Биомасса высокопродуктивных лет отличается от «слабоурожайных» в 20 раз (Вотинцев и др., 1975).

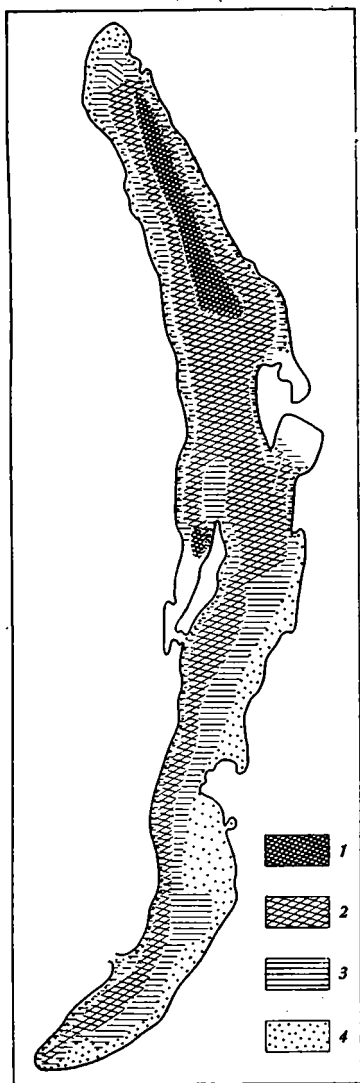
Предустьевые участки, расположенные против впадения рек Селенги, Верхней Ангары, Кичеры, Баргузина, Турки, испытывают влияния речных вод, богатых биогенными элементами, что благоприятно сказывается на развитии фитопланктона в этих участках. В отдельные годы биомасса фитопланктона в водах Селенгинского мелководья достигает 3420 мг/м³ (Поповская, 1971а, б).

Микроскопические исследования поверхностного слоя донных отложений Байкала показали, что качественный состав диатомовых в танатоценозах близко отражает их состав в современном планктоне озера (Князева, 1954; Кожова, 1959; Поповская, 1971а, б; Федорова, 1969, 1975). В донных осадках центральной глубоководной части озера обнаружено свыше 300 видов и разновидностей диатомовых водорослей с преобладанием тех же форм, что и в биоценозах (Федорова, 1975). Наиболее широко распространены *Melosira baicalensis*, *Cyclotella baicalensis*, *C. minuta*, *Stephanodiscus binderanus*, виды *Synedra*.

В осадках мелководных участков (Селенгинское мелководье и др.) число видов планктонных диатомовых водорослей почти вдвое меньше, чем в толще вод этих районов. В них отсутствуют такие характерные для мелководья виды, как «*Nitzschia acicularis* W. Sm., *Melosira italica* (Ehr.) Kütz., *M. distans subsp. alpigena* (Grun.) Skabitsch, *Tabellaria*, *Flagilaria*, многие виды *Synedra* и др.» (Поповская, 1971, стр. 87).

Бентосные формы диатомовых присутствуют почти повсеместно, но в незначительном количестве. Так, в донных отложениях Малого Моря соотношения планктонных и бентосных водорослей 24:1, на Селенгинском мелководье — в среднем 9:1. По мере удаления от берегов в глубь озера доля бентических форм в осадках мелководья падает, планктонных — возрастает. Если в песках на долю бентосных водорослей приходится 33% от общей численности диатомовых, в крупных и мелких алевролитах — 11%, то в глинистых илах этот процент составляет всего 2—4%. По данным Г. П. Черняевой (1970), высока их доля (2—3% от общего состава) и в прибрежных осадках Северного Байкала. Из наиболее часто встречаемых бентических водорослей в осадках отмечены роды *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Diploneis*.

Наиболее высокое содержание диатомей характерно для глубоководной части Байкала, занятой глинистыми и мелкоалевритовыми илами. В них содержание диатомовых водорослей достигает нескольких миллионов створок на 1 г сухого осадка. В верхних слоях (0—40 см) осадков Южного Байкала преобладает *Cyclotella baicalensis* Skv. с разновидностями — до 16,4 млн. створок/г; в Северном Байкале более высокой численностью отличается *Melosira baicalensis* (K. Meyer) Wils. с разновидностями: максимум ее достигает 22 млн. створок/г осадка (Федорова, 1975).



Фиг. 1. Распределение аморфного кремнезема в поверхностном слое донных отложений Байкала, %
1 — 35—50; 2 — 20—35; 3 — 10—20; 4 — 0,5—10

впадины Южного и частично Среднего Байкала занята слабокремнистыми (мелкоалевритовыми и глинистыми) илами с содержанием $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ от 10 до 20%. В Северном Байкале узкая полоса этих осадков придвинута к восточному берегу. Большая же часть осадков Северного Байкала содержит $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ от 20 до 35%. При переходе к средней и южной котловинам площадь, занятая осадками, содержащими $\text{SiO}_{2\text{ам}} > 20\%$, постепенно сужается, приближаясь к западному берегу, что может быть объяснено асимметричностью котловины и динамикой вод. Максимальные концентрации (35—50%) $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ локальны и отмечены в области распространения мелкоалевритовых илов Северного Байкала и в северной части Малого моря.

В областях влияния крупных притоков, несмотря на пышное развитие диатомовых водорослей, содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в поверхностном слое осадков невелико (табл. 3). Это объясняется выносом отмерших диато-

В донных отложениях Малого моря содержание диатомей на отдельных участках различно (Кожова, 1959). В его северной части 1 г осадка содержит 17 млн. створок, в южной — 230 тыс. На Селенгинском мелководье выделены три зоны по количеству диатомовых в отложениях (Поповская, 1971). В песках содержание диатомовых водорослей в среднем составляет 44 тыс. створок/г грунта; в крупных алевритах — 112 тыс. створок/г; в зоне мелких алевритов и глинистых илов 995—1108 тыс. створок/г; максимум — 4,5 млн. створок/г.

Исследованиями Г. Г. Мартинсона (1948) и Л. М. Князевой (1954) установлено, что прибрежные грунты в небольшом количестве по сравнению с панцирями диатомовых водорослей содержат спикеры губок, чаще из родов *Lubomirskia* и *Baicalospondia* семейства *Lubomirskidae*. Содержание кремния у разных видов губок колеблется от 13,56 до 31,81%, количество кремния в губках по всему озеру равно ~ 30 тыс. т (Вотинцев, 1961). После отмирания губок часть его поступает в биогенный круговорот, а часть захороняется в осадках.

Содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в поверхностном слое осадков Байкала изменяется от 0,08 до 56,25%, что определяется главным образом биомассой диатомовых водорослей, гидродинамикой озера, типом осадка и темпами накопления отложений и других факторов — рельеф дна, глубина водоема и т. д.

Периферические осадки — песчаные и крупноалевритовые — содержат от 0,5 до 10,0% $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (фиг. 1). Распространение этих отложений в Северном Байкале ограничено узкой полосой. В районе влияния р. Селенги, а также к северу и югу от него ареал их несколько расширяется. Центральная глубоководная часть

**Численность диатомей и содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в верхнем слое донных отложений
Селенгинского мелководья**

Тип грунта	Общая численность диатомей (Поповская, 1971)		Содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$	
	число проб	тыс. створок на 1 г сухого грунта	число анализов	%
Пески	31	25	20	2,66
Крупные алевриты	13	208	4	3,29
Мелкие алевриты	24	1123	11	11,63
Глинистые илы	17	1191	19	14,18

мовых водорослей течениями с мелководья в пелагиаль Байкала, а также разбавляющим действием терригенного материала, приносимого водами рек.

Содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в поверхностном слое осадков северной, средней и южной котловин Байкала равно 25,32; 20,84 и 14,87% соответственно.

Наиболее бедный по биомассе фитопланктона Северный Байкал оказывается обогащенным $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в осадках, а южный, где фитопланктон максимально развит, содержит $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ почти вдвое меньше. Это объясняется рядом причин. Северный Байкал имеет, во-первых, меньшие (650—880 м) глубины, чем Средний и Южный, что способствует осаждению на дно отмершего фитопланктона лучшей сохранности; во-вторых, более низкую степень разбавления биогенной части осадка минеральным материалом. Кроме того, в осадках Северного Байкала преобладают створки *Melosira*, в Южном — *Cyclotella* (Федорова, 1975). Первые отличаются более крупными размерами, что сказывается на содержании $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в отложениях. Немаловажное значение имеют и условия осадконакопления. Поверхностный слой осадка (0—5 см) отражает итог тысячелетней деятельности Байкала (при скорости осадкообразования, по К. К. Вотинцеву, 1965, 4,17 см за 1000 лет). Возможно, что фациальные условия в Северном Байкале были более благоприятными, чем в настоящее время, для развития диатомового планктона и его захоронения в осадках. Косвенным подтверждением последнего является тесная связь между количеством захороненных диатомей и концентрацией $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в донных отложениях. Эта закономерность сохраняется и для других участков Байкала — Селенгинского мелководья (см. табл. 3), Малого Моря (Кожова, 1959). Отмечена она и для осадков Азовского моря (Хрусталева, 1974), для озер Боровое и Светлое (кокчетавская группа озер, Кордэ, 1951).

В участках, относительно изолированных от открытого Байкала, чем тоньше осадок, тем выше в нем содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (табл. 4).

Несколько иная картина в осадках глубоководного Байкала. Максимальное содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в мелкоалевритовых, а не в глинистых илах (табл. 4, фиг. 2), что связано с размерностью скелетных компонентов

Таблица 4

Среднее содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (%) в поверхностном слое донных отложений Байкала

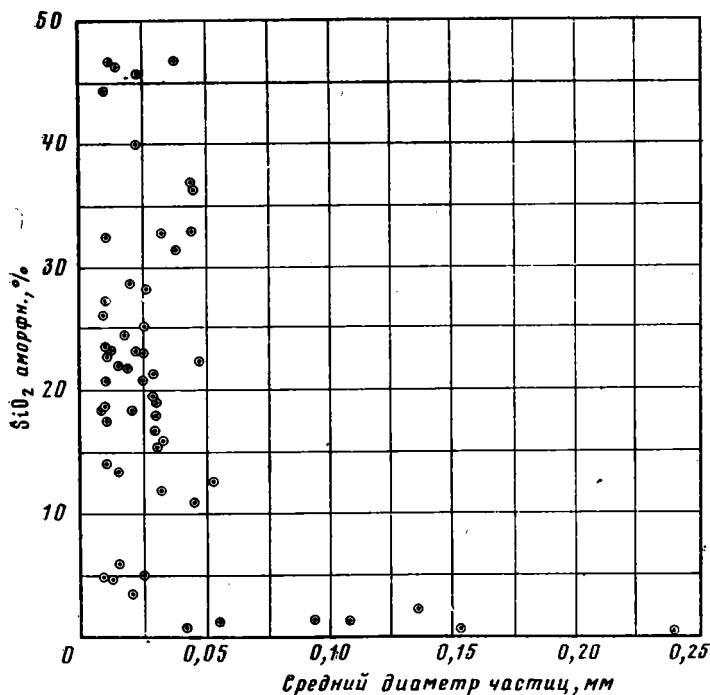
Район	Пески	Крупные алевриты	Мелкие алевриты	Глинистые илы	Диатомо- вые илы
Малое Море (Патрикеева, 1959)	2,84	9,16	12,12	—	33,41
Селенгинское мелководье	2,66	3,29	11,63	14,18	—
Залив Лиственичный	1,72	12,13	16,72	—	—
Открытый Байкал	0,96	1,85	25,91	11,81	—

Максимальные и средние содержания $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (в % на сухую навеску) в алевритово-глинистых осадках разных водоемов

Водоемы	Максимум	Среднее	Автор
Моря			
Охотское	56,0	31,94	П. А. Безруков, 1955
Берингово	33,35	17,36	А. П. Лисицын, 1966
Белое	6,5	4,02	Е. Н. Невеский и др., 1977
Аральское	6,34	—	Н. Г. Бродская, 1951
Азовское	1,0	0,42	Ю. П. Хрусталева, В. С. Кутилин, 1974
Озера			
Байкал	56,3	24,61	Наши данные
Онежское	20,89	7,79	Н. И. Семенович, 1973
Севан	17,8	—	Г. Д. Афанасьев, 1933
Ладожское	10,8	6,82	Н. И. Семенович, 1966
Озера гор Путорана (Ядун, Анама, Аян)	3,58	1,29	Наши данные

диатомовых водорослей (размеры целых створок тяготеют к мелкоалевритовой фракции), а также более полной сортировкой здесь осадочного материала, нежели в мелководных, небольших по площади участках озера.

В целом содержание $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в поверхностном слое осадков оз. Байкал высокое: 24,61% — для глубоководной части озера, а в среднем для всего озера 19,54%. По содержанию $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ в осадках Байкал близок к северным морям (табл. 5).



Фиг. 2. Зависимость между концентрацией $\text{SiO}_{2\text{ам}}$ (%) и средним диаметром (Md , мм) частиц в осадках Байкала

Аморфный кремнезем в толще отложений оз. Байкал

Горизонт, см	Тип осадка	SiO ₂ ам. %
Глубоководная часть Северного Байкала, ст. 17к/670 м		
0—10	Диатомовый глинистый ил	40,96
10—20	Слабодиатомовый глинистый ил	18,16
20—40	Диатомовый глинистый ил	33,56
40—60	То же	30,26
60—80	»	41,96
80—100	Мелкоалевритовый серый ил	1,66
100—114	То же	0,20
Глубоководная часть Среднего Байкала, ст. 213п		
0—10	Мелкоалевритовый коричневый ил	27,94
15—30	» серый ил	14,56
60—90	То же	12,28
120—140	Глинистый серый ил	13,52
215—230	Плотная голубовато-серая глина	0,00
320—340	То же	0,34
530—540	»	0,76
620—640	»	0,00
У юго-западного берега Южного Байкала, ст. 7к/835 м		
0—10	Слабодиатомовый алевритовый ил	21,18
10—20	То же	17,40
20—40	»	20,12
40—60	»	24,60
60—80	Мелкоалевритовый серый ил	7,68
80—100	То же	1,04
Академический хребет, ст. 203п		
0—10	Глинистый коричневый ил	7,54
20—27	Плотная голубовато-серая глина	2,82
115—120	То же	1,46
160—170	»	0,00
195—200	»	0,00
260—270	»	0,00
320—330	»	0,22
400—410	»	1,96
500—505	»	2,06
545—550	Слабодиатомовый глинистый ил	24,92
630—635	Плотная голубовато-серая глина	0,60
750—765	То же	0,00
800—805	Диатомовый глинистый ил	58,48
930—945	Плотная голубовато-серая глина	0,00
980—985	То же	0,00
Придельтовая станция (Северный Байкал), ст. 206		
0—10	Крупноалевритовый ил	6,80
40—50	Мелкоалевритовый ил	0,18
130—140	То же	1,74
210—220	»	0,00
330—340	Крупноалевритовый ил	0,86
510—520	Мелкоалевритовый ил	0,00
605—615	То же	0,40
760—675	»	0,10
710—720	»	0,00
750—765	»	0,00
795—805	»	0,00
805—814	»	0,00

Мощность кремнистых (слабодиаомовых и диаомовых) осадков Байкала варьирует от 3—10 в прибрежных до 20—60 см в центральных его частях. В отложениях Северного Байкала мощность диаомовых осадков достигает 80—140 см (ст. 15, 17, 213); в Малом Море — 3—62 см (Патрикеева, 1959), на Селенгинском мелководье не превышает 10 см (Князева, 1954; Голдырев и др., 1971). На ряде станций обнаружено залегание диаомовых и в более глубоких слоях. Так, на станции 203п (Академический хребет) слои 540—550 и 800—805 см представлены диаомовыми осадками с содержанием $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ 24,92% в первом случае и 54,48% — во втором. Л. М. Князева (1954) указывает на прослой с концентрацией $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ до 61,49%. Вскрытая нами толща байкальских отложений (до 12 м) характеризуется в целом уменьшением количества $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ от верхних горизонтов к нижним (табл. 6).

Особо следует отметить низкое содержание $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ — от следов до 7% в плотных голубовато-серых глинах. Для сравнения отметим, что в современных алевроитово-глинистых толщах содержания $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ изменяются от 7 до 41%, чаще от 10 до 20%.

Надо полагать, что толща осадков, представленных плотными глинами, формировалась в условиях, неблагоприятных для развития диаомей. Панцири диаомей в них крайне редки — 100—10 000 створок на 1 г осадка и плохой сохранности (Федорова, 1975).

Отмеченная неравномерность в распределении $\text{SiO}_2_{\text{ам}}$ в толще байкальских отложений свидетельствует о неодинаковых условиях их формирования. Этот факт подтверждается также данными по диаомовой флоре осадков. В. А. Федорова (1969, 1975) отмечает в вертикальном разрезе колонок горизонты, обогащенные и обедненные диаомеями с неодинаковым их качественным составом. Встречены горизонты в одних случаях с преобладанием *Cyclotella*, в других — *Melosira*, в третьих — *Stephanodiscus niagarae*. По-видимому, происходила смена более продуктивных эпох менее продуктивными во время образования исследованной толщи, т. е. менялись физико-географические условия водоема.

Таким образом, несмотря на южное положение Байкала (51—56° с. ш.), его резко континентальный климат и холодноводность создали условия для пышного развития диаомового планктона, а следовательно, и для формирования кремнистых осадков с концентрацией в них аморфной кремнекислоты, близкой для диаомовых осадков северных — полярных водоемов.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Донные отложения озера Севан. Бассейн озера Севан (Гокча). Изд-во АН СССР, Л., 1933, т. 3, вып. 2.
- Безруков П. А. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 2.
- Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. Ин-та геол. АН СССР. Сер. геол., вып. 115, № 57, 1951.
- Верещагин Г. Ю. Байкал, Иркутское областное изд-во. Иркутск, 1947.
- Вотинцев К. К. Пути миграции кремния в озере Байкал. Тр. Всес. гидробиол. об-ва, т. VI, 1955.
- Вотинцев К. К. Гидрохимия озера Байкал. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Вотинцев К. К. К вопросу о современном осадкообразовании в Байкале. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Вотинцев К. К., Глазунов И. В., Толмачева А. П. Гидрохимия рек бассейна оз. Байкал. М., «Наука», 1965.
- Вотинцев К. К., Поповская Г. И., Мещерякова А. И. Круговорот органического вещества в озере Байкал. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Выхристюк Л. А. Основные закономерности распределения осадков в заливе Лиственничном оз. Байкал. — В сб.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970.
- Выхристюк Л. А. О поступлении и распределении основных химических элементов в донных отложениях Байкала. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Выхристюк Л. А., Голдырев Г. С., Лазо Ф. И. Содержание органического вещества в разновозрастных осадках Байкала. — Материалы V Всес. семинара по ОБ в современных и ископаемых осадках. Изд-во МГУ, 1976.

- Голдырев Г. С., Выхристюк Л. А., Лазо Ф. И. Донные отложения авандельты р. Селенги.— Сб.: Лимнология придельтовых пространств. Л., «Наука», 1971.
- Кожова О. М. Фитопланктон Малового моря.— Тр. Байкальской лимнологической станции, т. 17. Изд-во АН СССР, 1959.
- Кордэ Н. В. История озер заповедника «Боровое» в Сев. Казахстане.— Тр. Сапропелевой лаборатории, 1951, вып. V.
- Князева Л. М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Мартинсон Г. Г. Остатки животных организмов в донных отложениях Байкала.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 2.
- Мизандронцев И. Б. Химический состав грунтовых растворов и вод приданного слоя.— В сб.: Лимнология придельтовых пространств Байкала. Л., «Наука», 1971.
- Невесский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море. М., «Наука», 1977.
- Патрикеева Г. И. Донные отложения Малого моря.— Тр. Байкальской лимнологической станции, т. 17. Изд-во АН СССР, 1959.
- Поповская Г. И. Годовые изменения фитопланктона.— В сб.: Лимнология придельтовых пространств Байкала. Л., «Наука», 1971а.
- Поповская Г. И. Диатомовые водоросли в поверхностном слое грунта.— В сб.: Лимнология придельтовых пространств Байкала. Л., «Наука», 1971б.
- Поповская Г. И. О фитопланктоне пелагиали Байкала.— В сб.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. Л., «Наука», 1966.
- Семенович Н. И. Донные отложения Онежского озера. Л., «Наука», 1973.
- Федорова В. А. Распределение диатомовой флоры в донных отложениях оз. Байкал. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, Изд-во Забайкальск. филиала геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 6, ч. 4.
- Федорова В. А. Диатомовые водоросли в донных отложениях.— В сб.: Динамика байкальской впадины. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Хрусталеv Ю. П., Кутилин В. С. Аутигенный кремнезем в донных осадках Азовского моря.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 3.
- Черняева Г. П. Диатомовые водоросли донных осадков Северного Байкала.— В сб.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970.

Лимнологический институт СО АН СССР,
Лиственичное

Дата поступления
4.IX.1978

УДК 549.651.11:552.323.5

КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

И. М. СИМАНОВИЧ

Вторичный калиевый полевой шпат (КПШ) в океанических базальтах представлен низкотемпературным санидином с низким содержанием альбитовой молекулы. КПШ замещает ядра вкрапленников и крупных микролитов плагиоклаза. Частота встречаемости КПШ увеличивается с возрастом пород; в плиоценовых и плейстоценовых базальтах зон срединно-океанических хребтов КПШ отсутствует. КПШ развивается в базальтах различных геологических, текстурных и структурных типов.

Связь калишпатизации с первичной щелочностью базальтов отсутствует. Высокие (1—6%) содержания K_2O в базальтах почти во всех случаях сопряжены с развитием в них КПШ. В базальтах, содержащих КПШ, установлена отчетливая корреляция K_2O-H_2O ($R=0,55$).

Изучение вторичных минералов, содержащих калий, образующихся в процессе изменения океанических базальтов,—главное звено в проблеме начальной континентализации океанической коры, впервые поставленной в лаборатории генетической минералогии ГИН АН СССР (Коссовская, 1976; Коссовская, Шутов, 1975, 1976; Коссовская и др., 1975). Одним из наиболее интересных новообразованных калийсодержащих минералов в океанических базальтах является калиевый полевой шпат (КПШ), описанный впервые Д. Х. Мэтьюзом в драгированных образцах банки Суллоу (Matthews, 1970). Впоследствии КПШ был установлен в образцах базальтов ряда рейсов «Гломар Челленджер» (14-м, 17, 19, 22, 31, 32, 35, 38, 39-м), а также в драгированных базальтах (Ozuma et al., 1977). Этот минерал детально петрографически изучен в образцах рейса 17 (Bass et al., 1977), а в «Первичном отчете» по рейсу 19 диагностирован как санидин; константы минерала не приводятся (Stewart et al., 1973). В последующих отчетах, а также в других работах данные по диагностике вторичного КПШ отсутствуют.

Интерес к КПШ обусловлен тем, что он является наряду с палагонитом, глинистыми минералами и цеолитами, одним из концентраторов калия, поступающего в океанические базальты в результате вторичных процессов. Известно, что в типичных океанических толеитах, не претерпевших вторичных изменений, содержание K_2O составляет примерно 0,20%. По данным Р. Харта (Hart, 1976), средний базальт срединно-океанических хребтов (MORB) содержит $0,17 \pm 0,06\%$ K_2O . Максимальное же содержание K_2O в сильно измененных океанических базальтах достигает 6%, т. е. превышает «норму» более чем в 30 раз!

Согласно концепции ряда зарубежных исследований, наиболее ярким выразителем которой является Р. А. Харт (Hart, 1973, 1976), в верхней зоне второго слоя океанической коры происходят химические реакции между морской водой и базальтами (гальмиролиз, подводное выветривание), в результате чего из последних выносятся SiO_2 , CaO , MgO и происходит обогащение K_2O и H_2O . Показателем степени измене-

ния (подводного выветривания) океанических базальтов принимается содержание в них воды, входящей в состав палагонита и глинистых минералов. По Р. А. Харту (Hart, 1973), наблюдается сильная корреляционная связь между K_2O и H_2O ($R=0,97$), что, как он считает, объясняется вхождением калия в смектиты, формирующиеся в результате подводного выветривания базальтов. Более поздние расчеты этого исследователя (Hart, 1976), выполненные на большем (157) количестве анализов, показали заметно более слабую ($R=0,43$) корреляционную связь между K_2O и H_2O . Следует подчеркнуть, что изучение вторичных преобразований океанических базальтов через геохимические расчеты типично для работ американских исследователей; обычно оно проводится без учета влияния различных вторичных минеральных фаз, в частности КПШ, на баланс элементов в преобразованных базальтах.

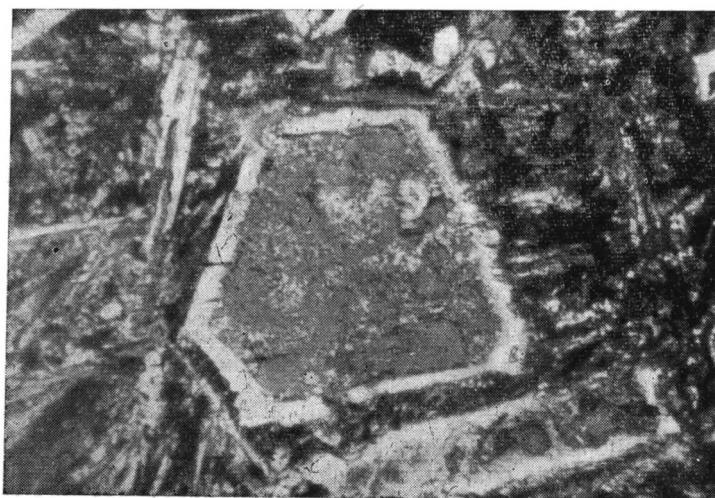
Задача настоящей работы — подробное изучение минералогических особенностей КПШ и оценка масштаба явления калишпатизации океанических базальтов и факторов, его контролирующих, в связи с poznанием особенностей накопления признаков континентальной коры в океанических базальтах.

КПШ изучен нами в образцах DSDP рейсов 16 и 17 «Гломар Челленджер», полученных от Национального научного фонда США. Кроме того, обобщены данные по вторичному изменению базальтов во всех опубликованных к настоящему времени «Первичных отчетах DSDP» (1969—1977).

КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ В БАЗАЛЬТАХ РЕЙСОВ 16—17 «ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР»

Вторичный калиевый полевой шпат обнаружен нами в девяти образцах, полученных в рейсах 16 и 17, причем в базальтах рейса 16 (скв. 155) этот минерал ранее не был описан. В табл. 1 приводится краткое петрографическое описание этих образцов.

КПШ, как правило, замещает ядра вкрапленников и крупных микролитов плагиоклаза (фиг. 1). Иногда плагиоклаз замещен почти полностью и сохраняется лишь узкая наружная каемка относительно кислого плагиоклаза, а также реликтовые островки плагиоклаза в массе КПШ.



Фиг. 1. КПШ, замещающий ядро вкрапленника плагиоклаза. По КПШ развит смектит. Николи скрещены. $\times 90$

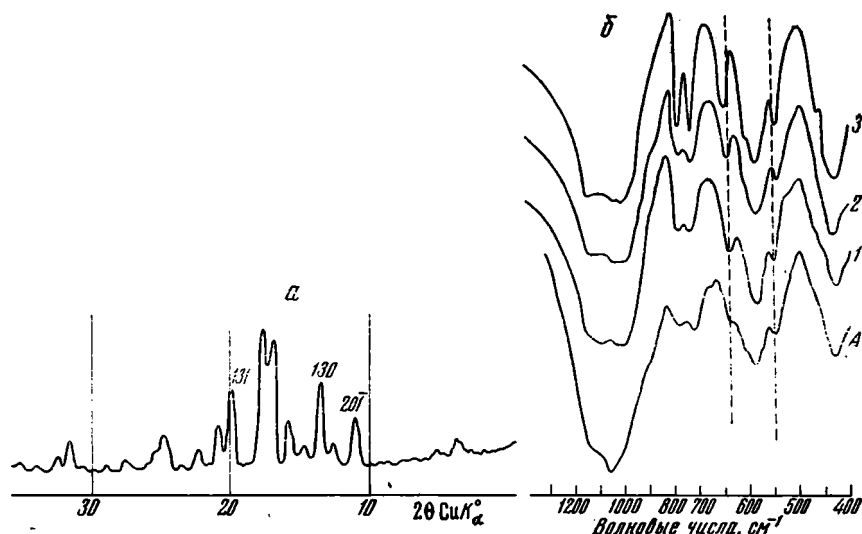
Краткое петрографическое описание образцов базальтов (рейсы 16 и 17), содержащих КППШ

Номер образца	Петрографическое описание
16-155-11-1 (137—140)	Плагноклаз — лейсты и мелкие таблитчатые вкрапленники, пироксен — зерна в основной массе, мелкие вкрапленники. Структура порфировая, интерсертальная. Сильное вторичное изменение: в интерстициях развит смектит, плагноклаз частично замещен КППШ
17-164-28-1 (82—85)	Плагноклаз — удлиненные лейсты и вкрапленники зонального строения, пироксен — вкрапленники и войлокоподобный агрегат в основной массе. Структура гломеропорфировая, переходная от вариолитовой к интерсертальной. Округлые миндалины до 1 мм. По темноцветным, стеклу, в миндалинах и жилках — смектит. Вкрапленники плагноклаза частично замещены КППШ
17-164-28-2 (116—119)	Плагноклаз — микролиты и зональные вкрапленники, пироксен — войлокоподобные агрегаты в основной массе. Структура гломеропорфировая, вариолитовая. Миндалины до 0,3 мм. В миндалинах и по темноцветным — смектит. Ядра вкрапленников плагноклаза замещены КППШ
17-164-28-6 (135—139)	Плагноклаз — лейсты и таблитчатые вкрапленники, пироксен — таблитчатые вкрапленники и войлокоподобный агрегат в основной массе. Структура порфировая, переходная от вариолитовой к интерсертальной. Миндалины до 0,5 мм. Смектит и кальцит в миндалинах. Смектит также по полевым шпатам. Ярко-зеленый чешуйчатый минерал (селадонит?) в прожилках и миндалинах. Плагноклаз частично замещен КППШ
17-167-94-2 (136—140)	Плагноклаз — вкрапленники (до 10 мм) и микролиты, моноклинный пироксен — мелкие зерна и призматические вкрапленники, крупные скелетные выделения рудного. Структура порфировая, интерсертальная. Смектит замещает стекло, пироксены и плагноклаз. Вкрапленники плагноклаза существенно замещены КППШ
17-167-95-2 (41—45)	Фенокристы и микрофенокристы плагноклаза и моноклинного пироксена. Пироксен-плагноклазовые агрегаты в вариолитовой основной массе. Крупные (до 10 мм) миндалины в миндалинах и по полевым шпатам. Очень крупные (до 3 мм) псевдоморфозы КППШ по плагноклазу
17-167-95-СС	Крупные микролиты плагноклаза, мелкие зерна моноклинного пироксена. Структура афировая, субофитовая. Миндалины 0,1—0,5 мм. По полевым шпатам, в миндалинах и интерстициях — обильный смектит. Некоторые крупные микролиты плагноклаза частично замещены КППШ
17-170-16-1 (59—63)	Плагноклаз — лейсты, моноклинный пироксен — мелкие призматические выделения, скелетные кристаллы рудного. Структура афировая интерсертальная. Смектиты по пироксену и в интерстициях. Часть микролитов плагноклаза замещена КППШ
17-170-16-2 (69—73)	Лейсты плагноклаза, призматические выделения пироксена, амфибол (?), рудный. Структура афировая интерсертальная. Смектит в интерстициях, по пироксену и плагноклазу. Крупные, главным образом таблитчатые выделения плагноклаза частично замещены КППШ

Размер псевдоморфных выделений КППШ достигает 3—8 мм. Отмечается также развитие КППШ по границе между основным ядром и относительно кислой оболочкой зональных выделений плагноклаза. По КППШ и по замещенному им плагноклазу развивается чешуйчатый светло-зеленый высокоинтерферирующий смектит.

КПШ лишен двойникового строения и пертитовых вростков, характеризуется низким рельефом и слабым двупреломлением. Измерения в шлифах двух образцов (16-155-11-1 и 17-167-95-2) на федоровском столике показали, что он оптически одноосен, т. е. угол $2V$ не превышает 20° .

Из обр. 17-167-95-2 нам удалось выделить около 50 мг почти чистого КПШ (в незначительном количестве — сростки с плагиоклазом). Дифрактограмма КПШ (фиг. 2, а) показала отсутствие расщепления пиков (130) и (131), из чего был сделан вывод о его моноклинности и низкой степени упорядоченности. Значение отражения $(20\bar{1}) = 4,24 \text{ \AA}$ свидетельствует об очень низком содержании альбитовой молекулы (Марфуни, 1962).



Фиг. 2. Дифрактограмма вторичного КПШ (а); б — инфракрасный спектр калиевых полевых шпатов: 1 — микроклин, 2 — ортоклаз, 3 — санидин; А — изученный образец

Данные ИК-спектроскопии КПШ приведены на фиг. 2, б. Здесь на графике, заимствованном из работы Л. Г. Кузнецовой и Э. А. Липатовой (1973), приведены ИК-спектры поглощения санидина (1), ортоклаза (2), микроклина (3) и исследованного образца (А). Со степенью упорядоченности связано смещение двух полос поглощения, расположенных в интервалах волновых чисел ν_1 600—650, ν_2 500—550 см^{-1} . При уменьшении степени упорядоченности, т. е. при переходе от микроклина к санидину, наблюдается сближение максимумов поглощения. $\Delta\nu = \nu_1 - \nu_2$ при этом закономерно уменьшается от 115 до 90 см^{-1} . В нашем случае $\Delta\nu = 88 \text{ см}^{-1}$, т. е. ИК-спектроскопия характеризует очень низкую степень упорядоченности минерала. Показатель преломления и двупреломление КПШ низкие: $Ng' = 1,519$, $Np' = 1,515$; $Ng - Np = 0,004$.

Состав щелочных компонентов (пламенная фотометрия): Na_2O — 0,62%; K_2O — 13,36%. Следует заметить, что в выделенной фракции наблюдается присутствие незначительного количества сростков с плагиоклазом, так что содержание Na_2O в КПШ может быть еще ниже. Данные химического анализа вторичных КПШ из «Первичного отчета DSDP», рейс 19 (Stewart et al., 1973), приводятся в табл. 2.

Таким образом, низкая степень упорядоченности минерала и малый ($<20^\circ$) угол $2V$ позволяют присоединиться к мнению американских

Химические анализы калиевых полевых шпатов (микросонд)

№ образца	Компоненты					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
192А-5-1	64,81	18,83	0,05	0,16	16,07	99,93
192А-5-6	65,06	18,19	0,12	0,22	15,65	99,12
192А-6-3	65,86	17,80	0,09	0,14	15,98	99,69

исследователей (Stewart et al., 1973), что вторичный КППШ в океанических базальтах представлен санидином. Вместе с тем следует обратить внимание на необычно низкое для классических высокотемпературных санидинов содержание альбитовой молекулы и соответственно низкий показатель преломления минерала.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

Представленные в этом разделе данные основаны на анализе опубликованных материалов по вторичному изменению базальтов в «Первичных отчетах DSDP (1969—1977)», но без учета первых 13 рейсов (не исключено, что КППШ в соответствующих отчетах пропускались). Следует допустить также, учитывая неравноценность проработки материалов по базальтам, вероятность пропуска КППШ и в более поздних отчетах.

Вторичный КППШ развит почти во всех типах базальтов, вскрытых скважинами DSDP,— в типичных толеитах, в базальтах с щелочным уклоном, в силлах и т. д. Этот минерал отмечается в базальтах с любым типом текстур (как в массивных, так и в пиллоу-базальтах) и структур, однако в породах с «закалочными» структурами — гнабиновыми и вариолитовыми — встречается редко (что, возможно, связано с их более низкой проницаемостью для растворов).

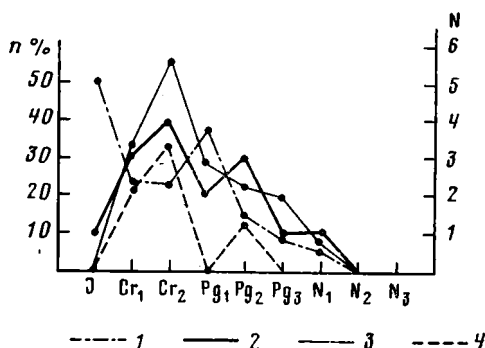
Независимость проявления калишпатизации от первичного типа базальтов хорошо иллюстрируется материалами по рейсу 51 «Гломар Челленджер» (Donnelly et al., 1977). Две скважины, пробуренные в этом рейсе, расположены рядом и вскрыли совершенно однотипные пиллоу-базальты. Однако в скв. 417D, пробуренной у подножия небольшого абиссального холма, базальты очень слабо изменены (K₂O—0,15%), в то время как базальты скв. 417 А (пробуренной по вершине холма) оказались очень сильно измененными. Они содержат такие вторичные минералы, как селадонит, КППШ, монтмориллонит, гематит, кальцит, цеолиты, причем содержание K₂O в верхней части разреза базальтов превышает 6%.

Встречаемость КППШ в океанических базальтах обнаруживает определенную зависимость от возраста пород¹. На графике (фиг. 3) показаны частоты встречаемости КППШ, а также повышенных (>1%) и высоких (>2%) содержаний K₂O в базальтах в зависимости от возраста. Несмотря на определенные «скачки» частот встречаемости этих параметров от возраста к возрасту, в целом наблюдается повышение частот встречаемости КППШ, а также высоких и повышенных содержаний K₂O от более молодых пород к более древним с максимумами, приуроченными к верхнему мелу — плиоцену, что находится в соответствии с выводами Р. А. Харта (Hart, 1973) об увеличении с возрастом степени измененности базальтов.

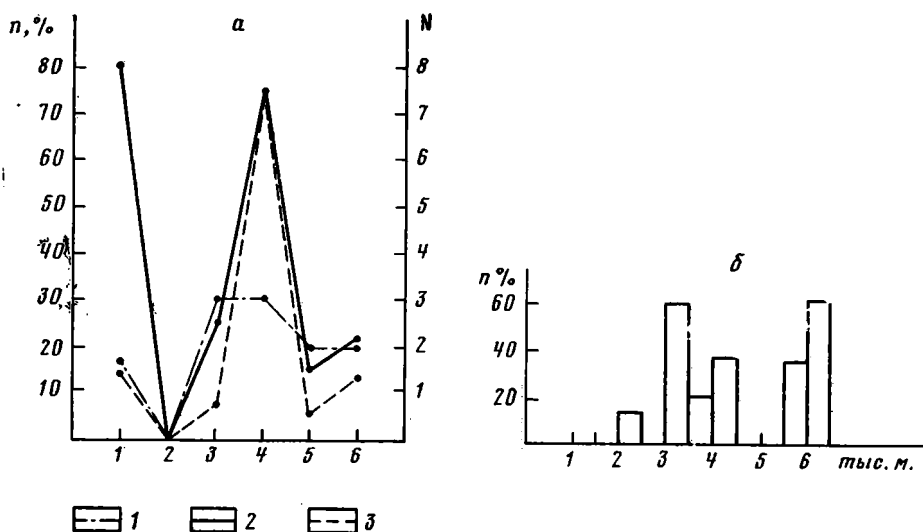
¹ Возраст базальтов принимается по возрасту перекрывающих осадков.

Из рассмотрения графика следует также важный вывод об отсутствии КППШ, повышенных и высоких содержаний K_2O в молодых — плиоценовых и плейстоценовых — базальтах.

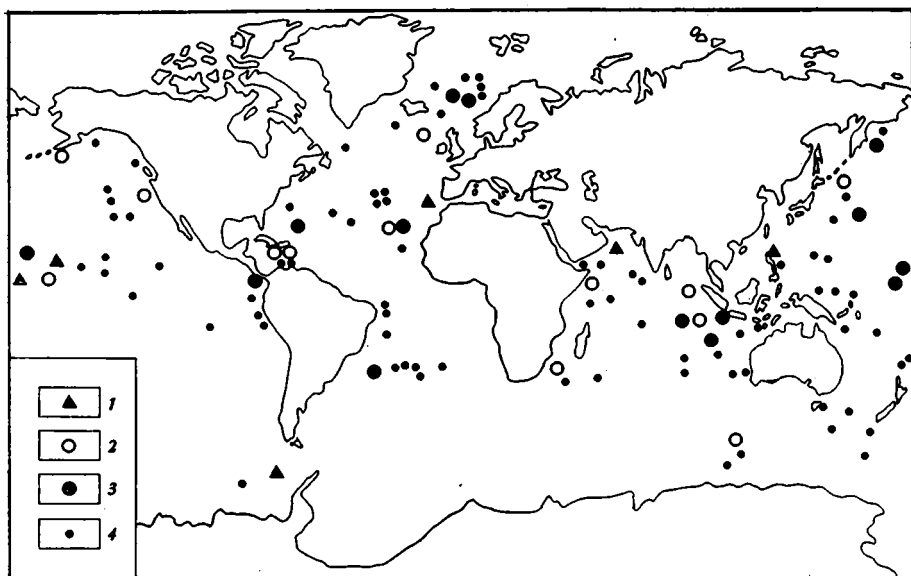
Фиг. 3. Встречаемость КППШ и повышенных содержаний K_2O в базальтах различных возрастов 1 — частота встречаемости КППШ; 2 — число случаев встречаемости КППШ (N); 3 — частота встречаемости $K_2O > 1\%$; 4 — частота встречаемости $K_2O > 2\%$



На следующем графике (фиг. 4, а) представлена зависимость встречаемости КППШ, а также высоких ($>2\%$) содержаний K_2O в базальтах от их геоструктурного положения. КППШ отсутствуют в базальтах срединно-океанических хребтов, характерны для поднятий, подводных гор и абиссальных областей. Эта закономерность может быть проиллюстрирована гистограммой встречаемости КППШ в зависимости от глубины кровли базальтов под уровнем океана (фиг. 4, б). Отмечаются два максимума встречаемости КППШ: для различного рода поднятий (3000—4500 м) и для абиссальных равнин (5500—6500 м). Намечается возрастное несоответствие этих двух максимумов. Базальты поднятий имеют следующую датировку: эоцен (3 случая), палеоцен (2), верхний мел (3), верхняя юра (1). Абиссальные базальты, содержащие КППШ, датируются: миоцен (1), олигоцен (1), верхний мел (2), нижний мел (4). Частично-



Фиг. 4. Встречаемость КППШ и повышенных содержаний K_2O в зависимости от геоструктурной обстановки локализации базальтов (а) и гистограмма частот встречаемости КППШ в зависимости от глубины базальтового основания под уровнем океана (б) 1 — число случаев КППШ (N), 2 — частота встречаемости КППШ; 3 — частота встречаемости $K_2O > 2\%$. По оси абсцисс: 1 — абиссальные области, 2 — срединно-океанические хребты, 3 — поднятия, 4 — подводные горы, 5 — асейсмические хребты, 6 — трещинные зоны, континентальные подножия, окраинные моря



Фиг. 5. Схематическая карта распространения базальтов с вторичным КППШ и повышенным содержанием K_2O (по W. B. Fresen, 1973)

1 — базальты с КППШ, $K_2O > 1\%$; 2 — базальты без КППШ, $K_2O > 1\%$; 3 — базальты с КППШ, $K_2O < 1\%$; 4 — прочие скважины DSDP рейсов 1—39, вскрывшие базальты

ное совпадение наблюдается только для верхнемеловых базальтов. Малое количество данных не позволяет проинтерпретировать этот любопытный факт.

На схематической карте (фиг. 5) точками показано расположение всех скважин, вскрывших базальты (до рейса 39 «Гломар Челленджер» включительно, а также скважина 417 рейса 51). Особыми значками помечены скважины, в базальтах которых встречены КППШ, а также отмечается высокое и повышенное содержание K_2O (по максимальным содержаниям в породах). Карта иллюстрирует отсутствие КППШ и повышенных содержаний K_2O в зонах срединно-океанических хребтов; соответствующие точки тяготеют к окраинам океанов, а в случае Тихого океана — к его центральной части.

ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВТОРИЧНОГО ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ, СОДЕРЖАЩИХ КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

В основу этого раздела положены результаты статистической обработки химических анализов базальтов по рейсам 14—39 DSDP. Были рассчитаны средние арифметические содержания Na_2O , K_2O , TiO_2 , H_2O , а также Fe_2O_3/FeO для каждой скважины, вскрывшей базальты. В том случае, если разрез базальтов превышает 20 м, учитывались химические анализы для верхних 20 м. Если в этом интервале вскрыты две разности базальтов (например, силл и пиллоу-лава), то для них химические анализы учитывались отдельно.

Таким образом, на корреляционных графиках каждая точка соответствует скважине, вскрывшей базальты (фиг. 6). Отдельными значками показаны точки скважин, в базальтах которых содержатся КППШ, а также метаморфизованные и щелочные базальты. На графики также вынесены точки, соответствующие среднему базальту океанических хребтов (MORB) и типичному базальту океанического профиля (TOPS²; Hart, 1976).

² Среднее по всем базальтам до рейса 34 включительно.

Наиболее интересным представляется соотношение K_2O и H_2O в базальтах, так как повышенное содержание воды объективно отражает степень смектитизации или палагонитизации базальтов, т. е. процессов, обуславливающих измененный облик их и резко меняющих такие параметры, как плотность и скорость звука.

На фиг. 6 базальты, содержащие КПШ, показаны отдельным значком, и это позволило выявить ряд важных закономерностей.

1. На фиг. 6, а—г видно, что высокие ($>1\%$) и очень высокие (до 4,25%) средние содержания K_2O приурочены почти во всех случаях к базальтам, содержащим КПШ.

2. Для базальтов, содержащих КПШ, наблюдается отчетливая корреляция K_2O-H_2O ($R=0,55$). Прочие точки образуют облако, в основном локализованное в области $0-1\%$ K_2O и $1-4\%$ H_2O , с очень слабо проявленной тенденцией положительной корреляционной связи.

3. КПШ — безводный минерал. Следовательно, корреляционная связь K_2O-H_2O свидетельствует о сопряженности замещения базальтов глинистыми минералами (или палагонитизации стекла) с формированием КПШ. Это подтверждается микроскопическими наблюдениями: как правило, в породах, содержащих вторичный КПШ, наблюдается высокая (до 30—40% объема породы) степень замещения стекла и породообразующих минералов смектитами (см. табл. 1). Любопытно, что в базальтах, содержащих санидин, смектиты могут характеризоваться низкой концентрацией K_2O . Так, в изученном нами обр. 17-167-95-2, в котором наблюдается интенсивное развитие КПШ, содержание K_2O в смектите (тонкоотмученная фракция) составляет 0,17%.

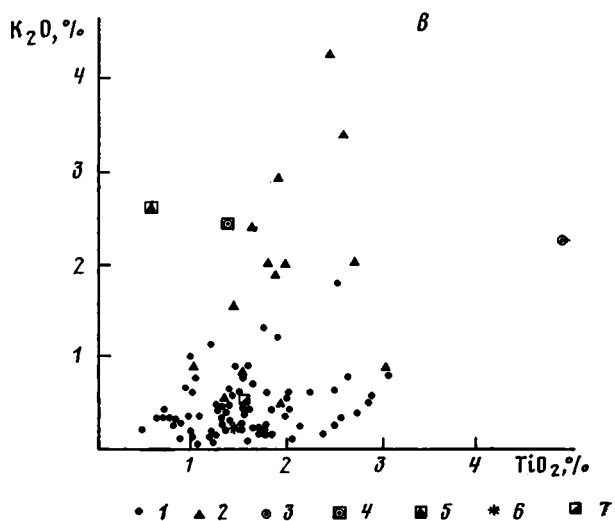
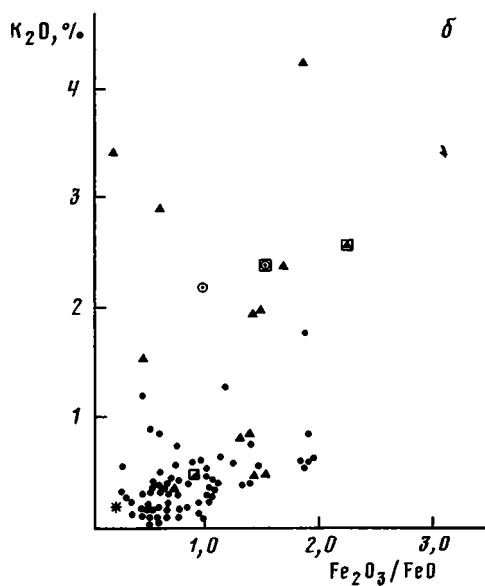
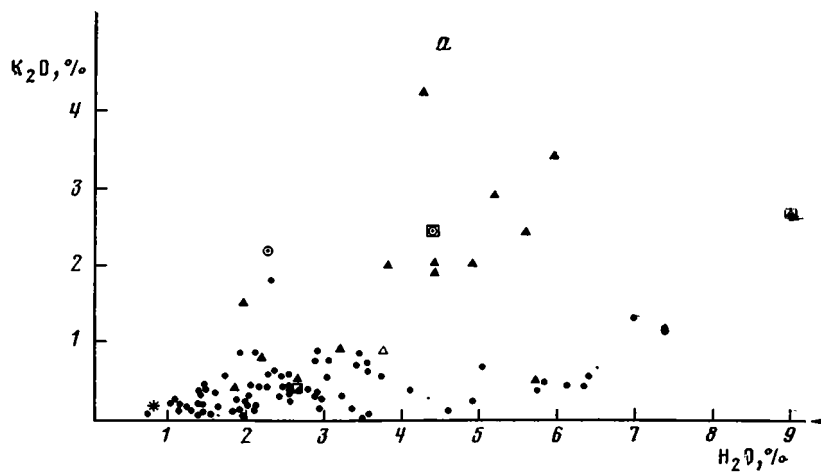
Корреляционные соотношения K_2O-TiO_2 и K_2O-Na_2O представляют интерес как проверка возможной связи формирования КПШ с первичной повышенной щелочностью океанических базальтов. Рассмотрение графиков (см. фиг. 6, в, г) показывает отсутствие отчетливой корреляции K_2O-TiO_2 и K_2O-Na_2O для пород, содержащих КПШ. Последний развивается в базальтах, содержащих TiO_2 и Na_2O почти в тех же пределах, что и для базальтов, не содержащих этот вторичный минерал. Следовательно, формирование КПШ и накопление высоких содержаний K_2O не связано с процессами первичной дифференциации базальтовой магмы, а является наложенным вторичным процессом.

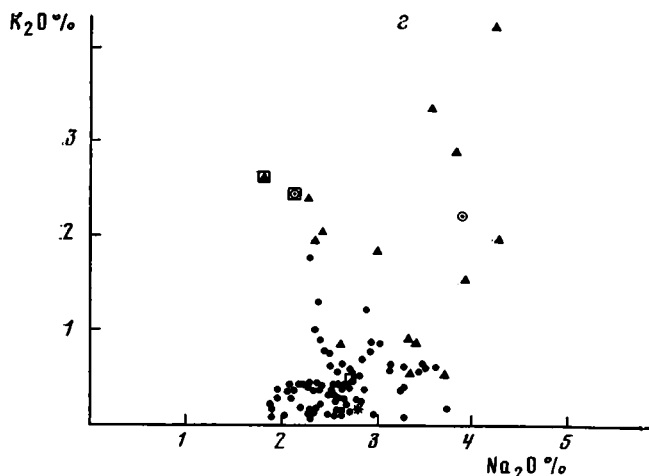
Переход закисного железа в окисное, по-видимому, — наиболее бесспорный процесс, развивающийся при длительном контакте базальтов с холодной морской водой. Напомним, что в среднем базальте океанических хребтов (MORB) соотношение $Fe_2O_3/FeO=0,19$ (Hart, 1976).

График корреляции $K_2O-Fe_2O_3/FeO$ (см. фиг. 6, б) показывает независимость калишпатизации (и, следовательно, сопряженной с ней смектитизации) базальтов от окислительных процессов. Действительно, одни точки базальтов, содержащих КПШ, соответствуют низким значениям Fe_2O_3/FeO , в то время как другие располагаются в области повышенных (1,5—2) значений Fe_2O_3/FeO . Возможно, окисление базальтов происходит в более позднюю стадию (по сравнению с калишпатизацией и смектитизацией), при этом вторично измененные базальты могли и не подвергаться этому процессу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, вторичный КПШ является важнейшим минералом-концентратором калия в океанических базальтах, создающим его высокие и очень высокие содержания (1—6%). Это, однако, не значит, что не существует иных путей накопления калия в базальтах океанов. Так, высокое ($>2\%$) содержание калия отмечается в гавайитах (скв. 165А) и метаморфизованных базальтах (скв. 137), не содержащих КПШ. Но





Фиг. 6. Графики корреляции: *a* — K_2O-H_2O ; *б* — $K_2O-Fe_2O_3/FeO$; *в* — K_2O-TiO_2 ; *г* — K_2O-Na_2O

1 — базальты, не содержащие КПШ; 2 — базальты с КПШ; 3 — гавайит (скв. 165 А); 4 — метаморфизованный щелочной базальт (скв. 137); 5 — метаморфизованный базальт с КПШ (скв. 212); 6 — среднее для базальтов срединно-океанических хребтов (Hart, 1976); 7 — среднее для типичного базальта океанического профиля (Hart, 1976)

это скорее исключение из правила, и, как следует из приведенных данных, почти во всех случаях высокое содержание K_2O сопряжено с присутствием в океанических базальтах вторичного КПШ.

Более низкие (до 1%), но все же существенно превышающие «норму» концентрации K_2O могут быть обусловлены как первичным щелочным уклоном базальтов, так и вторичными процессами (вхождением калия в смектиты, селадонит, палагонит и цеолиты).

Необходимо еще раз подчеркнуть, что калишпатизация базальтов — типичный наложенный вторичный процесс. Это подтверждается формой выделения минерала (псевдоморфозы по плагиоклазу), отсутствием связи с геологическим (силлы и потоки), текстурным (массивные и пиллоу-лавы) и структурным типами базальтов, отчетливой корреляцией с водой, отсутствием заметной петрохимической связи с компонентами, характеризующими первичную щелочность базальтов (Na_2O , TiO_2). Следовательно, при петрохимическом изучении океанических базальтов совершенно недопустима (особенно при высоких содержаниях K_2O) оценка их щелочности путем простого суммирования $Na_2O + K_2O$ без предварительного изучения вторичных минералов.

Наконец, важным выводом, вытекающим из анализа материалов по базальтам DSDP, является отсутствие КПШ и повышенных ($>1\%$) концентраций K_2O в молодых (плиоценовых и плейстоценовых) базальтах срединно-океанических хребтов. Также существенной является намечающаяся тенденция увеличения степени калишпатизации базальтов по мере удреждения их возраста (с максимумом, приходящимся на верхний мел — палеоцен).

Минералогическое изучение КПШ океанических базальтов позволило выявить две его важные особенности: 1) очень низкую степень упорядоченности; 2) низкое содержание альбитовой молекулы. Есть все основания считать, что изученный минерал является низкотемпературной разновидностью санидина. Санидиноподобные неупорядоченные КПШ с малыми углами $2V$ широко распространены как аутигенные образования в различных осадочных породах (Berg, 1952; Weiss, 1954; Taylor, 1964; Муравьев, 1964; Martin, 1971; Fuchtbauer, 1974; Петтиджон и др., 1976,

и др.). Они присутствуют в осадках содовых озер в ассоциации с цеолитами (Sheppard, Gude, 1973). В некоторых работах, посвященных аутигенным КППШ, подчеркивается, что низкое содержание в них альбитовой молекулы является признаком низкотемпературного генезиса (Пустовалов, 1956; Baskin, 1956).

Все эти данные не противоречат возможности формирования вторичного санидина в результате подводного выветривания (гальмиролиза) базальтов в соответствии с точкой зрения американских ученых.

Однако с позиций этой гипотезы не совсем понятно отсутствие вторичного санидина в молодых базальтах зон срединно-океанических хребтов, в которых осуществляется интенсивное преобразование в результате циркуляции по трещинам нагретой морской воды в условиях высокого теплового потока (Melson et al., 1968; Bonatti et al., 1975; Wolegu, Sleep, 1976). Создается впечатление, что калишпатизация океанических базальтов — не только вторичный, но и довольно поздний процесс их изменения.

В настоящее время трудно сказать, влияет ли на этот процесс длительность контакта базальтов с океанической водой или же калишпатизация возникает в результате действия каких-то иных факторов за пределами зон срединно-океанических хребтов. Очевидно, что генезис калиевого полевого шпата в океанических базальтах может быть решен только на основе парагенетического и стадийного анализа вторичных минералов океанических базальтов с привлечением широкого регионального материала.

Своей работой мы постарались привлечь внимание исследователей к этому чрезвычайно интересному минералу, который, несомненно, будет служить важным индикатором геохимической и геологической перестройки второго слоя земной коры океанов в направлении его начальной континентализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— Seventh Conf. on Clay Mineralogy and Petrology, Karlovy Vary, 1976.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и океанах.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Ломова О. С., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Минералогия мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Кузнецова Л. Г., Липатова Э. А. Инфракрасные спектры поглощения основных породообразующих минералов. Методические указания. ВСЕГЕИ, Л., 1973.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Муравьев В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Baskin I. A study of aytigenic feldspars.— J. Geol., 1956, v. 64.
- Bass R. M., Moberly R. M., Rhodes J. M., Chi-yu Shih, Church S. E. Volcanoc rocks cored in the Central Pacific, Leg. 17, Deep Sea Drilling Project. Init. Rep. DSDP, 1973, v. 17.
- Berg R. R. Feldspathised sandstones.— J. Sediment. Petrol., 1952, v. 22.
- Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F. Metagabros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: contact — hydrothermal — dynamic metamorphism beneath the axial Valley.— J. Geol., 1975, v. 83.
- Donnelly T. W. et al. Mid-ocean ridge in the Cretaceous.— Geotimes, 1977, v. 6.
- Fresen W. B. Igneous and metamorphic rocks recovered by the deep sea drilling project, Legs 1—31.— In: Deep Sea Drilling Project: Properties of Igneous and Metamorphic Rocks of the Oceanic Crust. Transactions American Geophysical Union, 1973, v. 54, 11.

- Fuchtbauer H.* Sediments and sedimentary rocks. 1. Sedimentary Petrology, part 1, Stuttgart, 1974.
- Hart R. A.* A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1973, v. 10, No. 6.
- Hart R. A.* Chemical variance in deep ocean basalts.—*Init. Rep. DSDP*, 1976, v. 34.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1970—1977, v. 2—7, 9, 11, 12, 14—32, 34, 35, 37—39.
- Martin R. F.* Disordered authigenic feldspars of the series $KAlSi_3O_8$ from southern California.—*Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, No. 1—2.
- Matthews D. H.* Weathered basalt from Shallow Bank, an abyssal hill in the N. E. Atlantic.—*Phil. Tans. Roy. Soc. London*, 1970.
- Melson W. G., Thomson G., van Andel T. H.* Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude.—*J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 18.
- Ozuma M., Saito K., Honda.* Sea water weathering effect on K—Ar age of submarine basalts.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, No. 4.
- Sheppard R. A., Gude A. J.* Boron-bearing potassium feldspar of authigenic origin in closed-basin deposits.—*J. Res. U. S. Geol. Survey*, 1973, v. 1, No. 4.
- Stewart R. J., Natland J. H., Glassley W. R.* Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea.—*Init. Rep. DSDP*, 1973, v. 19.
- Taylor J. H.* Same aspects of diagenesis.—*Adv. Sci.*, 1964, v. 22.
- Weiss M. P.* Feldspathised shales from Minnesota.—*J. Sediment Petrol.*, 1954, v. 24.
- Wolery T., Sleep N. H.* Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges.—*J. Geol.*, 1976, v. 84, No. 3.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
5.VI.1978

УДК 551.311.231 : 551.71/72 (477)

**ЭПОХИ КООРОВАНИИ
В ДОКЕМБРИИ ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА**

А. Д. САВКО, И. Н. ЩЕГОЛЕВ

По метаморфизованным корам выветривания и уровням локализации «зрелых» метаосадков выделено 8 эпох коорования: древнеобоянская (древнеархейская), домихайловская (доверхнеархейская), среднемихайловская, докурская (допротерозойская), среднекурская, дооскольская (досреднепротерозойская), доверхнерифейская, довалдайская. Приведена характеристика каждой из них.

Одним из ведущих факторов дифференциации вещества в истории Земли являлись процессы выветривания, широко проявленные в докембрийские этапы ее развития. Установление эпох коорования в докембрии дает возможность прогноза различных видов полезных ископаемых, связанных с мобилизацией и переотложением вещества при выветривании.

Метаморфизованные коры выветривания Воронежского кристаллического массива (ВКМ) изучались на территории КМА рядом исследователей (Извеков, 1968; Воскресенская, 1968, 1975; Никитина, Алексеева, 1968; Калганов, Ужгалис, 1975; Борисов и др., 1975; Кононов, Петров, 1975). Большинство из них выделяются две эпохи коорования — докурская и дооскольская. Продукты переотложения кор выветривания этих эпох отмечаются в базальных горизонтах курской и оскольской серий. Изучение метаморфизованных кор выветривания на породах кристаллического фундамента, залегающих под рифейскими и вендскими отложениями, позволило выделить доверхнерифейскую кору выветривания (Савко, Жабин, 1974), которая может залегать также под более молодыми палеозойскими отложениями (Савко, Сиротин, 1976).

Выявление древних кор выветривания и коррелятивных им метаосадков на территории региона затруднено сложностью геологического строения и мощностью чехла осадочных пород фанерозоя, покрывающих докембрийские образования. Изучением стратиграфии докембрия КМА и ВКМ занимались многие исследователи. Вариант последней стратиграфической схемы был опубликован в 1977 г. Н. А. Плаксенко и И. Н. Щеголевым. В строении кристаллического фундамента региона главенствующая роль принадлежит породам архейского (обоянская, михайловская серии) и нижнепротерозойского возраста (курская серия). Среднепротерозойские (оскольская серия) и верхнепротерозойские образования пользуются значительно меньшим развитием (фигура).

Толщи обоянской серии представлены в основном мигматитами, гнейсами (биотитовые, биотит-амфиболовые, гранатовые, пироксен-амфиболовые, гранат-пироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые, графитсодержащие и др.), реже — пачками амфиболитов и железисто-кремнистых пород.

Михайловская серия делится на три свиты. Самая нижняя железногорская свита представлена амфиболитами, метадиабазами, реже отмечаются железисто-кремнистые породы, аркозовые метапесчаники, сланцы и полимиктовые конгломераты. Средняя истобнянская свита объединяет сланцы и гнейсы (биотитовые, ставролитовые, ставролит-гранатовые, мусковит-биотит-ставролитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-гранатовые, мусковитовые, кварц-мусковитовые, биотит-хлоритовые и др.), аркозовые метапесчаники, железисто-кремнистые породы, реже — амфиболиты и карбонатные толщи. Верхняя коробковская свита содержит кварцевые порфиры и кератофиры с прослоями сланцев и аркозовых метапесчаников.

Комплекс пород курской серии подразделяется на три свиты. Нижняя свита — конгломераты, кварцевые метапесчаники, сланцы, карбонатные породы, безрудные кварциты. Средняя свита представлена продуктивными горизонтами железистых кварцитов, джеспилитов, отмечаются также сланцы. Верхняя свита — безрудные кварциты, сланцы и реже метапесчаники.

Оскольская серия в своем составе содержит (снизу вверх) конгломераты с типичными обломками железистых кварцитов, аркозовые метапесчаники, сланцы, кристаллические известняки и мраморизованные доломиты. Иногда в средней части разреза выделяют кварцевые порфиры (Воскресенская, 1968).

Воронцовская серия объединяет мощные вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные породы, которые распространены в юго-восточной части ВКМ. Нижняя часть разреза (лосевская толща) сопоставляется с михайловской серией и представлена амфиболитами, метадиабазами, метапорфритами, туфопесчаниками, сланцами. Верхняя часть разреза представлена метапесчаниками, сланцами, которые могут быть сопоставимы с верхнекурской свитой.

Грязинская толща распространена в восточной части ВКМ и представлена диабазами, спилитами, кварцевыми порфирами, туффитами, сланцами, метапесчаниками, конгломератами, известняками, относящимися к средне-верхнепротерозойскому возрасту (Египко, Раскатова, 1970; Горбунов и др., 1969).

Неметаморфизованные отложения верхнего протерозоя на территории Воронежского кристаллического массива развиты в северо-западной, северной и северо-восточной частях массива на границах с отрицательными структурами и представлены верхнерифейскими и вендскими образованиями, литолого-палеогеографическая характеристика которых приводится в работе Г. Г. Долгих и А. Д. Савко (1976).

Верхнепротерозойские отложения (полесская серия) обрамляют Воронежский кристаллический массив с запада, севера и востока и представлены континентальными пестроокрашенными красноцветными, чаще темно-красными, реже фиолетовыми, сильно ожелезненными неясно- и косослоистыми, средне- и мелкозернистыми песчаниками на глинистом цементе с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Вендские образования развиты на северном склоне Воронежского массива и сложены породами волынской и валдайской серий. Волынская серия представлена внизу плохосортированными косослоистыми и неслоистыми песчаниками с примесью глинистого вещества, образованными в условиях ледового литогенеза, а сверху — вулканогенно-осадочными породами морского генезиса.

Валдайская серия в нижней части (гдовский горизонт) сложена из ритмично построенных пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых обломочные породы занимают подчиненное положение. Верхняя часть серии (котлинский горизонт) представлена алевролитами и аргиллитами коричневатого и серого цвета. Формирование пород валдайской серии происходило в условиях нормального соленого моря.

Группа	Отдел	Серия	Субсерия	Кулонка	Мощность, м	Эпоха корообразования	Состав пород коры выветривания
Пратерозойская	Верхний	Валдайская			200		
		Волынская			150		
		Польская			500		Кварц-монтмориллонит-каолинитовая
	Средний	Оскольская			2300		Окисленные железистые кварциты, грубообломочные эллипсальные брекчи
	Нижний	Вернекурская			300		
		Курская	Среднекурская		1300		
			Нижнекурская		2200		Кварц-мусковитовые, кварц-хлорит-мусковитовые сланцы
Артевская	Верхний	Корообовская			150		
		Митайловская	Истобнянская		Первые км		
			Железногорская		1500		Серицитизированные полевые шпаты, кварц-серицитовые сланцы
	Нижний	Обоянская					

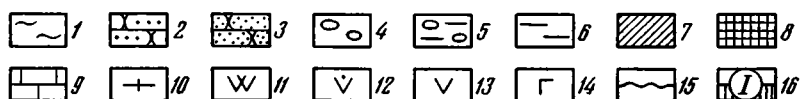


Схема стратиграфического расчленения докембрия ВКМ и эпохи корообразования
 I — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — конгломераты, 5 — тиллитовидные образования, 6 — сланцы, 7 — безрудные кварциты, 8 — железистые кварциты, железисто-кремнистые, железисто-силикатные породы, 9 — известняки, 10 — гнейсы с повышенным содержанием глинозема, 11 — двупироксен-магнетитовые гнейсы, 12 — кислые эффузивы, 13 — метабазиты, 14 — графит, 15 — перерывы, 16 — эпохи корообразования:
 I — древнеархейская, II — домихайловская, III — среднемихайловская, IV — докурская, V — среднекурская, VI — дооскольская, VII — доверхнерифейская, VIII — довалдайская

Коррелятивные осадки	Уровни локализации продуктов переотложения	Рудные проявления и месторождения	
Мономинеральные кварцевые песчаники, гидрослюдисто—каолиновые глины	Гдовский горизонт		
Мономинеральные кварцевые песчаники, каолиновые глины	Низы верхнего рифея		
Кварцевые конгломераты, кластогенные железистые кварциты	Нижняя часть оскольской серии	Fe, Au	
Железистые кварциты		Fe	
Кварцевые конгломераты, кварц-мусковитовые сланцы	Базальные горизонты нижекур- ской свиты	Au, U	
Корунд-мусковитовые и ставролитовые сланцы	Истобнянская свита	Fe, Al	
Гравелиты и конгломераты кварцевого состава	Базальные горизонты михайлов- ской серии	Au, U	
Силлиманитовые, кордиеритовые гней- сы, кремнисто-железистые образова- ния		Fe, Al	

Детальное литологическое изучение докембрийских отложений, проведенное в настоящее время, позволило помимо ранее выделенных трех эпох докембрийского корообразования (Сидоренко, Чайка, 1970) установить еще пять (см. фигуру). Этому в значительной мере способствовала выработка стратиграфической шкалы докембрийских отложений Воронежского массива (Плаксенко, Щеголев, 1977) и установление уровней распространения «зрелых» пород. Ниже приводится описание докембрийских эпох корообразования.

Древнеобоянская (древнеархейская) эпоха корообразования (I)¹ выделяется по наличию в разрезе обоянской серии железорудных толщ,

¹ Номера эпох корообразования соответствуют номерам на фигуре.

сложенных двупироксен-магнетитовыми и гранат-магнетит-двупироксеновыми гнейсами, являющимися метаморфическими эквивалентами высокожелезистых пород. Установленная мощность пластов железных руд достигает 30 м и более (Щеголев, 1972).

О широко проявленных процессах выветривания свидетельствуют также толщи высокоглиноземистых гнейсов силлиманитового и кордиерит-силлиманитового состава. Силлиманит наблюдается в бесцветных длиннопризматических кристаллах, а также в виде фибролитов. Мощность пачек высокоглиноземистых пород составляет 10—15 м.

Породы, вмещающие пироксен-магнетитовые толщи, представленные гнейсами различного состава, содержат обломочные циркон, монацит, реже гранат и апатит (Плаксенко и др., 1975). Поэтому терригенный генезис неметаморфизованных эквивалентов вмещающих пород не вызывает сомнений. В то же время характерной особенностью железистых пород является отсутствие в них кластогенных акцессорных минералов, что дает основание предположить миграцию железа, кремнезема и других элементов из кор выветривания хемогенным способом и формирование карбонатно-глинисто-железистых осадков в конечных бассейнах седиментации. Эти осадки были преобразованы процессами литификации и метаморфизма в пироксен-магнетитовые гнейсы. Наиболее вероятный тип миграции железа из кор выветривания осуществлялся в виде бикарбонатов в условиях восстановительно-кислой среды. Исходным веществом для высокоглиноземистых гнейсов являлись, очевидно, гидрослюдисто-каолининовые породы, снесенные в водоемы седиментации при размыве кор выветривания, из которых предварительно были вынесены железо и избыток кремнезема, не связанные с алюминием в глинистых минералах. Отсутствие или незначительное количество акцессорных кластогенных минералов в магнетитсодержащих гнейсах можно объяснить высокой степенью отмучивания осадка в бассейнах седиментации.

Домихайловская (доверхнеархейская) эпоха корообразования (II) представлена метаморфизованной корой выветривания, описанной М. Н. Воскресенской (1968) на плагиогранитах в скважинах 202^а Михайловского и 2733, 2734, 2734^а Новоялтинского участков и отнесенной ею к докурской. Эта кора представлена метадресвяниками по плагиогранитам и сложена дезинтегрированными зернами кварца и серицитизированного плагиоклаза, неравномерно распределенными в кварцево-серицитовой ткани.

Анализ литологического состава пород, перекрывающих эту кору, показывает, что они представлены в основном зелеными амфиболсодержащими сланцами (кварц-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-биотит-хлоритовые). Среди указанных толщ выделено три ритма, основание которых сложено более грубообломочными образованиями (конгломераты, гравелиты, метапесчаники), переходящими постепенно в зеленые сланцы. Последние резко преобладают. Вещественный состав пород, их геохимические особенности, значительно отличаются от трансгрессивно залегающих на них мощных толщ нижнекурской свиты. Следует еще добавить, что комплексы акцессорных минералов в зеленосланцевых образованиях представлены ильменитом, лейкоксом, апатитом, турмалином, магнетитом, сульфидами. Присутствие в них минералов титана, а также повышенных концентраций ильменита, апатита и магнетита соответствует разрезу пород михайловской серии.

Среднемихайловская (позднеархейская) эпоха корообразования (III) фиксируется по глиноземистым и, возможно, железорудным породам, залегающим в средней части разреза михайловской серии, выделяемой в истобнянскую свиту. В ее составе отмечаются ставролитовые, ставролит-гранатовые, мусковит-биотит-ставролитовые, мусковитовые сланцы, являющиеся метаморфическими аналогами глинистых пород,

образовавшихся в результате перемыва и переотложения продуктов выветривания, развитых по метабазитовым породам нижней части михайловской серии. Для некоторых участков Старооскольского района между нижней (метабазитовой) и верхней (кислые эффузивы) частями разреза михайловской серии выделяется горизонт корундово-мусковитовых сланцев мощностью до 20 м (Полищук, Голивкин, 1970). Неметаморфизованными аналогами этих пород были переотложенные продукты выветривания, содержащие свободный глинозем.

Железородные отложения образуют пачки и горизонты мощностью до 100 м и более, залегающие среди сланцев и гнейсов и протягивающиеся по геофизическим данным на 10 км и более. По вещественному составу среди железородных образований можно выделить несколько магнетитосодержащих разновидностей: амфиболо-магнетитовые, амфибол-гранат-магнетитовые, биотито-магнетитовые, хлорито-магнетитовые. Главными породообразующими минералами руд являются магнетит, кварц, амфиболы, биотит, гранат. При формировании железных руд основным источником поступления железа в бассейны седиментации в это время, по мнению Н. А. Плаксенко (1966), являлись подводные и наземные эксгальции, о чем свидетельствует парагенезис железных руд с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Вместе с тем нельзя отрицать формирование силикатно-железистых пород в результате синхронного выноса железа, кремнезема и карбонатов при выветривании метабазитов. Это подтверждается переслаиванием железородных пород с типичными терригенно-осадочными образованиями в отдельных частях разреза истобнянской свиты михайловской серии.

Докурская (допротерозойская) эпоха корообразования (IV) устанавливается по метаморфизованным корам выветривания, перекрываемым нижекурской свитой. Нижекурские породы с глубоким размытием залегают на михайловских, обычно несущих кору выветривания. Так, в районе Михайловского месторождения конгломераты нижекурской свиты перекрывают сланцеватые амфиболиты михайловской серии с явными признаками выветривания. В направлении от неизмененных к выветрелым разностям амфиболитов, т. е. к контакту с породами курской серии, происходит постепенная смена их текстурно-структурных признаков (становятся более сланцеватыми), окраски и вещественного состава. В этом направлении изменяется цвет амфиболитов от темно-зеленого к светло-серовато-зеленому, увеличивается карбонатность за счет выщелачивания актинолита, возрастает интенсивность разъедания кварца, увеличивается количество хлоритов и гидрослюды за счет замещенных ими амфиболов, плагиоклазов. По структурно-текстурным признакам и минеральному составу эти породы соответствуют неметаморфизованным аналогам пород из зон начального и промежуточного разложения. Метаморфизованные коры выветривания на различных по составу отложениях установлены в других районах (Воскресенская, 1968; Кононов, Петров, 1975; Извеков, 1968). При этом выясняется различие между метаморфическими корами выветривания, развитыми на различных породах. Так, на гнейсах, гранитоидах, мигматитах метакора представлена кварцево-серицитовыми сланцами, на основных породах — кварцево-хлоритовыми и только в верхней части — кварцево-серицитовыми. На ортоамфиболитах кора имеет высокоглиноземистый состав.

Сами породы нижней свиты содержат прослои олигомиктовых мета-конгломератов, метагравелитов, мусковитовых сланцев, образовавшихся за счет относительно выветрелых пород, т. е. нижекурская свита представляет собой уровень локализации продуктов предшествующего выветривания (докурского). Следует отметить относительно невысокую зрелость размываемых пород (зоны начального и промежуточного разложения), о чем свидетельствует отсутствие высокоглиноземистых пород

и железных руд. Вероятнее всего, в нижнекурское время окончательно завершилось формирование послепалеозойского палеоплеча.

Среднекурская (раннепалеозойская) эпоха образования (V) соответствует времени формирования толщ железистых кварцитов. Она убедительно описана в работе Н. А. Плаксенко (1966). Среднекурская свита представлена на одних участках железистыми кварцитами, в других — переслаиванием железистых кварцитов и сланцев, которые сформировались в результате выноса и осаждения в морском бассейне кремнисто-железистых золь, взвесей и иловатого материала, поставляемого из источников сноса в результате выветривания и размыва более древних пород. При этом им отмечается сильно палеоплечизированный характер низкой равнинной суши. Отличительной чертой этой эпохи является ее синхронность с процессами осадконакопления. Следует отметить, что межрудные сланцы содержат повышенные количества глинозема, т. е. являются метаморфогенными аналогами терригенных глинистых пород, сформировавшихся при выветривании.

Дооскольская (досреднепалеозойская) эпоха корообразования (VI) выделена по наличию метаморфогенных кор выветривания на породах средней и верхней свит курской серии. М. Н. Воскресенской (1968) описываются метаморфизованные породы зоны окисления на железистых кварцитах среднекурской свиты, грубообломочные элювиальные брекчии сильно окисленных мартито-железнослюдковых кварцитов. Обломки сцементированы серицитом, кварцем, хлоритом, карбонатом.

Продукты перемыва дооскольской коры выветривания установлены в низах оскольской серии. Так, кластогенные железорудные толщи образуют пачки, пласты и линзы мощностью от 5—10 до 130—150 м. Эти тела часто выклиниваются по падению и простираются. Железорудные породы имеют кварцево-железнослюдковый и кварц-магнетито-железнослюдковый состав. Изучение терригенных акцессорных минералов оскольской серии показывает наличие на всех цирконах железистых рубашек и корродированность зерен терригенного апатита (Плаксенко, Щеголев, 1977), что является свидетельством выветривания этих минералов в источниках сноса.

Доверхнерифейская эпоха корообразования (VII) представлена хорошо выраженными метаморфизованными корами выветривания, развитыми на породах кристаллического фундамента. Эти коры выветривания перекрыты верхнерифейскими отложениями в краевых частях Воронежского кристаллического массива и более молодыми породами в его центральных частях. Среди кор выветривания выделяются площадной и линейный типы, причем первый преобладает. Линейная кора приурочена к зонам древних разломов и трещиноватости и контактам различных по составу пород. Она отличается от площадной большей мощностью (до 100 м), несколько иным характером профиля. Мощность площадных кор выветривания колеблется от 1—2 до 21 м.

А. Д. Савко и А. В. Жабиным (1974) изучены доверхнерифейские коры на северо-западе региона. В профиле выветривания площадных кор выделяются три зоны: 1) дезинтеграции, гидратации силикатов, начала выщелачивания (начального разложения); 2) конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления (промежуточного разложения); 3) конечного выщелачивания, развития гидролиза и окисления (конечного разложения).

В зоне начального разложения (до 15 м) коры выветривания по гранито-гнейсовым породам представлены дезинтегрированными розовато-серыми, иногда зеленовато-серыми породами, в которых по трещинам в калиевых полевых шпатах развивается каолинит и серицит, а по плагиоклазам — монтмориллонит, по амфиболам — гидрохлорит и монтмориллонит, биотит частично лимонитизируется и гидратируется. Зона

промежуточного разложения имеет мощность 1—9 м и сложена светло-серыми и зеленовато-серыми породами дресвяно-глинистого облика, сохраняющими реликтовую текстуру. Калиевые полевые шпаты значительно каолинизированы (до 50—60%), уменьшаются в размерах и представлены мелкими разъединенными зернами. Плагноклазы замещены монтмориллонитом и каолинитом, амфибол полностью хлоритизирован и монтмориллонитизирован, биотит трансформируется в гидробиотит с выделением гидроокислов железа. Зона конечного разложения (0—3 м) представлена серой, светло-серой, зеленовато-серой кварц-каолиновой породой с сохранившейся реликтовой текстурой. Преобладающими минералами зоны являются кварц, мелкочешуйчатый каолинит, гидрослюда, небольшое количество изъеденных зерен микроклина.

Для линейных кор выветривания характерны те же минеральные переходы, что и для площадных. В то же время они отличаются азональностью профиля, чередованием выветрелых пород с невыветрелыми. Продукты переотложения доверхнерифейских кор выветривания зафиксированы в базальных горизонтах верхнерифейских отложений, где встречены прослои существенно каолиновых глин и почти мономинеральных кварцевых песков.

Доалдайская эпоха корообразования (VIII) фиксируется по наличию в базальных горизонтах гдовского горизонта на северном склоне Воронежской антеклизы алевритово-глинистых пород кварцево-каолинитового состава (Савко, 1973), а также по широкому развитию догдовских кор в соседних с Воронежским регионом структурах — Белорусском массиве и Московской синеклизе (Левченко и др., 1975; Левых, Махнач, 1970).

В основании валдайской серии на северном склоне антеклизы залегают песчаники и алевриты тонкогоризонтальнослоистые, существенно кварцевого состава, которые образовались за счет высокозрелых пород. Волынские отложения, залегающие под валдайскими, представлены ледниковыми, вулканогенно-осадочными и полимиктовыми кластогенными породами, характеризующимися невысокой степенью «зрелости». Поэтому за счет их размыва не могли формироваться каолинито-кварцевые породы валдайской серии, которые образовались за счет денудации и переотложения кор выветривания на более древних породах докембрия.

Анализ материалов по другим регионам показывает широкое развитие корообразования в докембрии. А. В. Сидоренко и В. М. Чайка (1970) в докембрийской истории Земли выделяют не менее 5 разновозрастных

Сопоставление эпох выветривания раннего докембрия на территории ВКМ и УКШ

Эпоха корообразования		Породы, подвергшиеся выветриванию	
ВКМ	УКШ	ВКМ	УКШ
Дооскольская	Досреднепротерозойская	Кварциты и другие породы курской серии	Кварциты и другие породы криворожской серии
Среднекурская	Нижнепротерозойская	Породы михайловской, обоянской серий	Породы архейского возраста
Докурская	Допротерозойская	Граниты и гнейсы обоянской, вулканогенно-осадочные породы михайловской серии	Граниты, гнейсы, амфиболиты архейского возраста
Среднемихайловская	Позднеархейская	Метабазиты михайловской серии	Амфиболиты эпидиабазовые архейского возраста
Домихайловская	Доверхнеархейская	Гранито-гнейсы, гнейсы обоянской серии	Граниты и мигматиты архейского возраста
Древнеобоянская	Древнеархейская	?	?

денудационных поверхностей и приуроченных к ним кор выветривания и осадочных формаций. А. А. Предовский (1975) в восточной части Балтийского щита установил 16 уровней локализации высокоглиноземистых осадков, связанных с перерывами и выветриванием. Но наибольший интерес представляет сопоставление эпох корообразования в раннем докембрии Воронежского кристаллического (ВКМ) массива и Украинского кристаллического щита (УКЩ), имеющих сходное геологическое строение (таблица).

В пределах УКЩ А. В. Сидоренко и В. М. Чайка (1970) в раннем докембрии выделили 3 эпохи корообразования — на границах верхнего и нижнего архея, архея и протерозоя, нижнего и среднего протерозоя, которые соответствуют домихайловской, докурской и дооскольской эпохам корообразования ВКМ. А. Д. Додатко (1976) дополнительно установил доскелеватскую эпоху корообразования, отвечающую среднемихайловской эпохе. Кроме того, в древнейших образованиях Украинского щита в разрезе бугской и центрально-приазовской серий установлены высокоглиноземистые и железистые породы (Доброхотов, 1974; Каныгин, 1973), образовавшиеся за счет продуктов перемыва коры выветривания, отвечающие древнеархейской эпохе, выделенной нами на Воронежском массиве. Условия образования железистых пород криворожской серии, соответствующих по возрасту железистым породам курской серии, были идентичными. Поэтому раннепротерозойская эпоха корообразования проявилась и в пределах Украинского щита. Следовательно, все эпохи корообразования в раннем докембрии Воронежского массива имеют своих аналогов на Украинском кристаллическом щите, что свидетельствует о единой истории геологического развития этих регионов.

Установление эпох корообразования и уровней локализации продуктов синхронного и предшествующего выветривания в докембрии ВКМ дает возможность прогноза поисков месторождений железных руд, глиноземистого сырья, золота и других элементов (см. фигуру).

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов С. Ф., Извеков Э. П., Калганов М. И., Ужгалис Э. В. Докембрийская кора выветривания и золотоносные конгломераты КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС, 1975.
- Воскресенская М. Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии.— Сов. геол., 1968, № 9.
- Воскресенская М. Н. Метаморфизованные коры в докембрии КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС, 1975.
- Горбунов Г. И., Зайцев Ю. С., Чернышов Н. М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, 1969, № 10.
- Доброхотов М. Н. О стратиграфическом положении железорудной формации Среднего Побужья.— Геол. ж., 1974, № 3.
- Додатко А. Д. Коры выветривания Украинского щита. Автореф. докт. дис. Киев, 1976.
- Долгих Г. Г., Савко А. Д. Литолого-палеогеографическая характеристика верхнепротерозойских образований северного обрамления Воронежской антеклизы.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1976.
- Египко О. И., Раскатова Л. Г. О наличии верхнепротерозойских отложений в северо-восточной части Воронежского кристаллического массива.— Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 1970, № 2.
- Извеков Э. П. Древняя кора выветривания в основании железорудной толщи Старооскольского узла КМА.— В сб.: Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука», 1968.
- Калганов М. И., Ужгалис Э. В. Условия образования докембрийской коры выветривания региона КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС, 1975.
- Каныгин Л. И. К вопросу о формационной принадлежности Мариупольского железорудного месторождения.— Геол. ж., 1973, № 2.
- Кононов Н. Д., Петров В. М. Продукты докурского выветривания в основании протерозоя КМА.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС, 1975.
- Левченко С. В., Волочаев Ф. Я., Малиновский Ю. М., Трубина К. Н. Допалеозойские коры выветривания Русской платформы.— В кн. Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1975.

- Левых Н. Н., Махнач А. С.* Предвендские и вендские коры выветривания на основных метаморфических породах кристаллического фундамента Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1972, № 2.
- Никитина А. П., Алексеева З. И.* О древней метаморфизованной коре выветривания Курской магнитной аномалии.— В сб.: Кора выветривания, вып. 11. М., «Наука», 1970.
- Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
- Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.* Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1977.
- Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильяш В. В.* Сравнение комплекса акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1975.
- Полищук В. Д., Голикин Н. И.* Геология, гидрогеология и железные руды Курской магнитной аномалии, т. 1. М., «Недра», 1970.
- Предовский А. А.* Литолого-геохимическая реконструкция первичной природы высокоглиноземистых осадков (на примере восточной части Балтийского щита).— В сб.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС, 1975.
- Савко А. Д.* Минералогия вендских отложений северного обрамления Воронежской антеклизы.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1973.
- Савко А. Д., Жабин А. В.* Верхнепротерозойская кора выветривания северо-запада Воронежской антеклизы.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1974.
- Савко А. Д., Сиротин В. И.* К вопросу о распространении позднепротерозойской коры выветривания в пределах Воронежской антеклизы.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд. Воронежск. ун-та, 1976.
- Сидоренко А. В., Чайка В. М.* Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия.— В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
- Щеголев И. Н.* Железисто-кремнистые образования докембрия Курско-Бесединского участка КМА. Геологический сборник, т. 86. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1972.

Воронежский государственный
университет

Дата поступления
6.XII.1977

УДК 551.512 : 531.72(740.22)

**ВАЛУННО-ГАЛЕЧНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
И ПРОБЛЕМА ТИЛЛИТОВ
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА**

Т. Ф. НЕГРУЦА

Валунно-галечные конгломераты раннего докембрия (3500—1650 млн. лет) восточной части Балтийского щита встречаются на разных стратиграфических уровнях. Они приурочены к границам крупных тектоно-магматических циклов, фиксируя эпохи тектонических активизаций и вулканизма, отмечая начала и концы трансгрессивно-регрессивных осадочно-вулканогенных циклов. Конгломераты имеют локальное линейное распространение и характерны для депрессий, шовных прогибов и грабенов. Образование их сопровождалось химическим выветриванием, интенсивными вертикальными глыбовыми подвижками и часто синхронным вулканизмом. По комплексу признаков они относятся к образованиям временных потоков селевого типа, а также мутьевых потоков. Основные диагностические признаки морен, исключая микстовую структуру, в конгломератах отсутствуют. Горизонты тиллоидов, подчиненные конгломератам, имеют спорный генезис.

Проблема тиллитов в докембрии широко обсуждается в отечественной и зарубежной литературе. Она возникла еще в 20-х годах нашего столетия, но интерес к ней особенно усилился в последнее время в связи с широким применением к изучению докембрийских метаморфизированных осадков методов литологического исследования. Основным объектом для решения этой проблемы являются некоторые горизонты валунных метапесчаников и метапелитов, которые обычно тесно связаны в разрезе и на площади с горизонтами валунно-галечных конгломератов. Последние широко развиты на территории всех докембрийских щитов, установлены на разных стратиграфических уровнях докембрия и имеют строгую приуроченность к границам крупных тектоно-магматических циклов, фиксируя эпохи тектонических активизаций и вулканизма, перемены в осадконакоплении и размыты.

Большая часть конгломератов приурочена к раннему докембрию, интервал времени которого занимает промежуток от 3500—3200 до 1650 млн. лет. Среди конгломератов этого периода есть горизонты, которые у большинства исследователей не вызывают сомнения в их ледниковом происхождении: Северная Америка, афебий — три горизонта: Рамзай-Лек, Брюс, Гауганда — в интервале времени 2300—2500 млн. лет; Южная Африка — «система» Трансвааль — грикватаунский горизонт — 2000—2200 млн. лет (Young, 1970; Салоп, 1973; Чумаков, 1975_{1,2}, и др.).

Некоторые толщи: Австралия — Каноун, серия Калгурли — 2600—3000 млн. лет; Африка — Гавермент — риф, «система» Витватерсранд — 2400—2500 млн. лет (David, 1950; Compston, Arriens, 1968; Geochronologie in Suid Africa, 1968; Соботович, Гращенко, 1962, и др.) имеют тиллитоподобный облик, но называются тиллоидами, так как принадлежность их к тиллитам не установлена, хотя и не исключена (Чумаков, 1975_{1,2}, и др.).

К группе тиллоидов могут быть отнесены и некоторые горизонты раннедокембрийских конгломератов восточной части Балтийского щита. Поскольку такие конгломераты по внешнему облику часто похожи как на ледниковые, так и на селевые образования, то изучение их проводилось с учетом комплекса признаков, характерных как для тиллитов (Чумаков, 1975_{1,2}; Рухина, 1973, 1975; Лаврушин, 1976; Flint, 1961; Swarzbach, 1964, и др.), так и для селевых образований (Флейшман, 1951, 1970; Голубев, Флейшман, 1968; Олиферов, 1968, и др.).

На территории Карелии детально было изучено более 250 разрезов докембрийских конгломератов в пределах почти всех известных участков их выходов, а также учтены литературные источники (Харитонов, 1941, 1966; Леонова, 1958; Лобанов, 1963; Богданов, Воинов, 1964; Богданов и др., 1968; Руденко, 1968; В. Негруца, 1971). По конгломератам Кольского полуострова использованы данные многолетних исследований О. И. Луневой (Лунева, 1963_{1,2}, 1975; Сидоренко, Лунева, 1967) и других исследователей (Харитонов, 1966; Макиевский, Николаева, 1971; Богданов, 1971; Гилярова, 1964; Сулова, 1966; Предовский и др., 1974; Бакушкин, Ахмедов, 1975; Бекасова и др., 1972), а также полевые наблюдения В. З. Негурцы.

В результате работ было выяснено положение конгломератов в разрезах раннедокембрийских толщ; распространение их на площади; характер их контактов с вмещающими породами; петрографический состав, сгруппированность, сортировка, размер, окатанность, форма и ориентировка фрагментов; характер цемента и его состав, текстуры; ритмичность, формы осадочных тел, а также соотношение конгломератов с вмещающими их породами.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

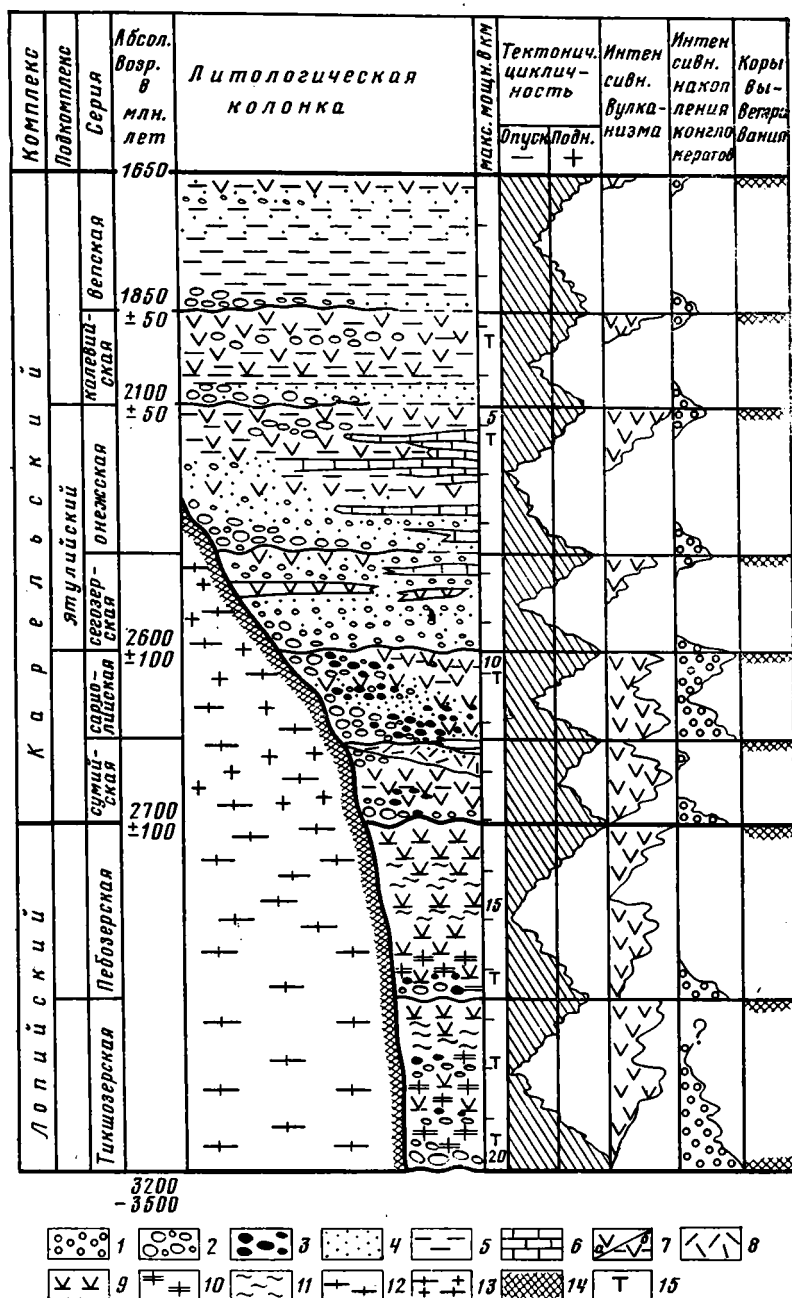
Достоверных данных о существовании беломорских конгломератов нет, хотя оно не исключено.

Конгломераты лопия, как и вмещающие их толщи, несут на себе следы глубокого метаморфизма, местами гранитизации. Однако текстуры их поддаются литогенетическому исследованию, и лишь в областях ультраметаморфизма и интенсивного динамометаморфизма они распознаются с трудом (Сидоренко, Лунева, 1967). В Карелии конгломераты лежат на амфиболитах, прорванных образованиями плагиогранитоидной формации, возраст которой древнее 3000 млн. лет (фиг. 1). На Кольском полуострове они образуют линзы среди гнейсовой толщи, открывающей разрез второй существенно амфиболитовой серии с залежами железистых полосчатых кварцитов. Фундаментом для этой толщи являются гнейсо-граниты с реликтами нацело гранитизированного амфиболитового субстрата.

Второй уровень лопийских конгломератов находится на границе двух серий внутри лопия, начиная пезозерскую серию. На Кольском полуострове конгломераты лежат в основании третьей снизу серии докембрия.

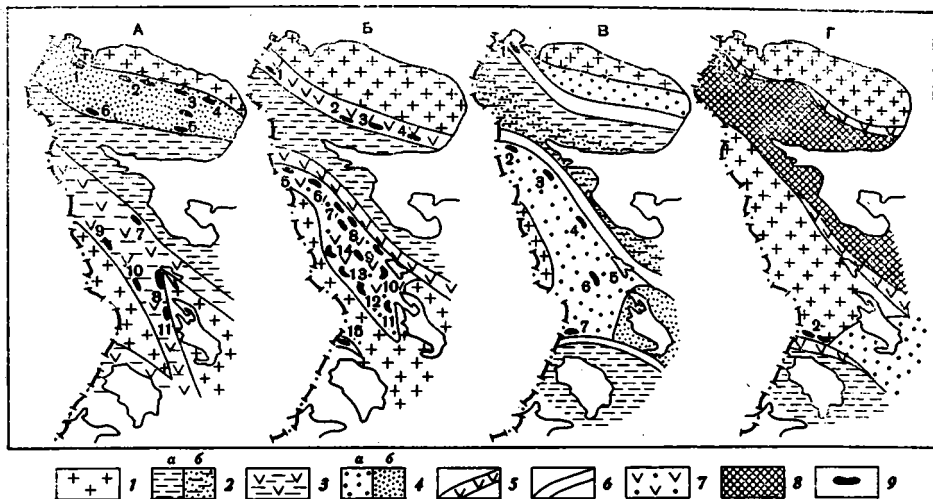
В карельском комплексе пород конгломераты встречаются на шести стратиграфических уровнях: в сумии (сумийская — стрельнинская серии), сариолии (сариолийская — ахмалахтинская — полисарская серии), сегозерии (сегозерская — куэтсъярвинская — умбинская серии), онегии (онежская — колосийская — ильмозерская серии), калевии (ладожская — пильгуярвинская серии) и вепсии (фиг. 1).

Конгломераты расположены в пределах Кольского и Карельского стабильных массивов (Харитонов, 1966) и в зоне сочленения их с беломоридами (фиг. 2). Они слагают пласты и линзы разной протяженности и мощности от нескольких метров до 500—800 м. Наибольшую мощность имеют конгломераты лопия и сариолия, причем лопийские преоб-



Фиг. 1. Стратиграфические уровни полимиктовых конгломератов и связь их с тектоникой и вулканизмом

1 — кварцевые конгломераты и гравелиты; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — зеленочаменные конгломераты; 4 — кварцито-песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты, сланцы; 6 — карбонатные породы; 7 — вулканогенные породы основного состава: а — диабазы, мандельштейны, порфириты, б — туфы, туффиты; 8 — кварцевые порфиры и кератофиры, альбититы; 9 — амфиболиты; 10 — гнейсы (гранат-биотитовые, амфиболовые, двуслюдяные); 11 — высокоглиноземистые сланцы, кварцитовидные гнейсы; 12 — плагиограниты; 13 — плагиомикроклиновые граниты; 14 — кора химического выветривания; 15 — положение тиллоидов. В колонке отражены максимальные мощности; (мощность конгломератов завышена для наглядности)



Фиг. 2. Схема палеотектонического и палеогеографического развития восточной части Балтийского щита (А — лопий, Б — сумий — сариолий, В — ятулий, Г — калевий — веспий) и положение конгломератов

1 — палеократоны — относительно стабильные области суши; 2 — подвижные области: а — с пелагическим характером осадконакопления, б — в начале инверсионного режима; 3 — активная зона с интенсивным вулканизмом островодужного типа; 4 — области перикратонных опусканий: а — с паралическим, б — с морским осадконакоплением; 5 — вулканотектонические депрессии; 6 — шовные зоны сочленения палеократонов с подвижными областями; 7 — зона дробления краевых частей палеократона на блоки и заложения вулканических структур; 8 — область интенсивного поднятия; 9 — места выходов конгломератов: (А) 1, 2 — конгломераты лязозерской, вороньютундровской, червуртской свит; 3 — лебяженской, выхуртской; 4 — лязозерской, лебяженской; 5 — вороньютундровской, лебяженской; 6 — тундровой; 7 — Пебозерского р-на; 8 — р-на Бергаула и к юго-востоку от оз. Сегозера; 9 — р-на Гимол; 10 — Совдозеро; 11 — Койкары. (Б) 1 — конгломераты ахмалахтинской свиты; 2, 3, 4 — имандра-варзугские; 5 — Панаярви; 6 — Кукаозеро; 7 — Шомбозеро; 8 — Лехта; 9 — Сегозеро, Елмозеро; 10 — Кумса; 11 — Пялозеро; 12 — Лужма, Энинги-лампи; 13 — Гимолы; 14 — Лубсалма; Мотка; 15 — Хатун-ойя. (В) 1 — Печенга; 2 — Панаярви; 3 — Кукаозеро; 4 — Лехта; 5 — Койкары, 6 — Энинги-лампи; 7 — Контисаари. (Г) 1 — Печенга; 2 — Партанен, Рускеала

ладают в разрезах Кольского полуострова, образуя горизонты значительной протяженности (Сидоренко, Лунева, 1967 и др.). В Карелии известно всего несколько выходов этих конгломератов в районах Гимол, Бергаула, Койкары, возможно, Ялан-ваары и к юго-востоку от оз. Сегозера.

Карельский комплекс в целом характеризуется преимущественным развитием мелкогалечных разновидностей кварцевых конгломератов; валунно-галечные слагают линзовидные тела малой протяженности и мощности как среди них, так и среди туфогенно-осадочных образований. Большая часть их приурочена к разрезам Карелии, лишь в калевийской толще они преобладают на территории Кольского полуострова.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КОНГЛОМЕРАТОВ

Петрографический состав конгломератов (таблица) зависит от состава подстилающих пород и палеотектонического положения разреза в структурах лопид и карелид. В целом наблюдается увеличение разнообразия пород в обломках снизу вверх по разрезу и при удалении разрезов от «стабильных» массивов к обрамляющим их бывшим подвижным областям.

В конгломератах лопия наиболее полимиктовый состав наблюдается в разрезах, приуроченных к зоне сочленения карелид и беломорид.

Усредненные значения основных литологических характеристик

Комплекс (мегациклы)	Разделы (макроциклы)	Максимальные мощности, м	Петрографический состав фрагментов, %	Сгруженность фрагментов, %	Размер фрагментов, см
Карельский	Вепский	Первые метры	Обломки различных осадочных пород — 10—30, кварц — 50—70, вулканиты — до 15	25—70	2,5—5
	Калевийский	До 150	Гранитоиды — 0—90, доломиты — 0—25, кварциты — 0—100, амфиболиты — 0—100, сланцы — 0—40, вулканиты — 0—80	От ед. валунов и галек до 80	От 1 до первых метров
	Ятулийский	До 100	Гранитоиды — 55—90, кварциты — 0—30, вулканиты — ед., амфиболиты — ед., кварц — 5—40, сланцы — 0—5	15—90	1—50
	сегозерский	До 25	Гранитоиды — 50—60, кварц — 10—20, вулканиты (кислые) — 20—40, доломиты — ед.	15—70	1—30
	Сариолийский	До 800	Гранитоиды — 5—98, вулканиты — 0—25 (кислые); вулканиты основные — ед. — 95, сланцы — 0—25, кварц — 0—5, кварцит — 0—20, габброиды — 0—5	От ед. валунов и галек до 90	1—200 преобл. 3—15 и 25—50
Лопийский	Сумийский	До 50	Гранитоиды — 98—100, амфиболиты — ед. — 2, кварц — ед.	25—60	1—25 преобл. 5—10
	Пебозерский	До 250	Гнейсы — ед. — 60—80, вулканиты — 20—30, кварц (силицит) — 5—10, кварциты — ед. — 20, габброиды — 1—5, железистые кварциты — ед. — 2	От ед. до 70	1—100 преобл. 3—15
	Тикшозерский	До 300	Плагииграниты — 40—90, гнейсограниты — 40—90, парагнейсы — ед. — 60, кварцит — ед. — 40, крист. сланец — 1—30, амфиболиты — 1—50, порфиroidы — ед. — 5, кварц — ед. — 20	От ед. до 90	1—100 преобл. 3—15

В пределах структур, заложенных на массивах, в конгломератах преобладают плагииграниты, гнейсы, реже обломки других пород.

Такая же зависимость прослеживается в составе сумийско-сариолийских конгломератов. При приближении разрезов к беломоридам происходит увеличение количества обломков зеленокаменных пород, кварцевых порфиров и кератофиров, иногда карбонатных пород, кремнистых

Окатанность фрагментов	Цементирующая масса		Текстуры	Тип ритмичности
	состав	главные обломочные минералы тяжелой фракции		
Средняя	Аркозовый песчаник, алевролит	Циркон, апатит	Косослоистая	Регрессивно-трансгрессивная
Хорошая и средняя	Туфогенно-сланцевый, граувакковый, амфиболо-кварцевый с карбонатом, кварцитовый	Циркон, сфен, лейкоксен, мартит, гематит	Горизонтально- и косослоистая	Трансгрессивная и регрессивно-трансгрессивная
То же	Аркозовый, кварц-полевошпатовый, туфогенно-сланцевый	Циркон, монацит, сфен	То же	То же
»	Карбонатный, карбонатно-кварцево-полевошпатовый	Циркон, монацит, мартит, торит	Неслоистая, косослоистая	Трансгрессивная и трансгрессивно-регрессивная
От слабой до хорошей	Аркозовый, полимиктовый, граувакковый, туфогенно-сланцевый	Циркон, апатит, сфен, турмалин, эпидот, гематит, пирит	Неслоистая, горизонтально- и косослоистая	Трансгрессивная и трансгрессивно-регрессивная
Слабая	Кварц-серицитовый, кварц-мусковитовый песчаный, песчано-сланцевый	Циркон, монацит, турмалин	Неслоистая и горизонтально-неслоистая	Трансгрессивная
От слабой до хорошей	Гнейсовый кварц-полевошпатовый, сланцевый, амфиболо-гнейсовый	Гранат, ставролит, кианит, кордиерит, эпидот, пирит, магнетит	Горизонтально- и косослоистая	Регрессивно-трансгрессивная
То же	Слюдяно-гнейсовый, амфиболо-гнейсовый, амфиболитовый, мусковито-кварцитовый, сланцевый	Гранат, ставролит, эпидот, пирит, магнетит	То же	»

и других сланцев, амфиболитов. В целом обломки нижележащих метаморфических пород для сумийско-сариолийских конгломератов не характерны, они составляют от единичных галек до 2, 5, редко 10%. Преобладают в них либо гранитоиды (как плагио-, так и плагио-микроклиновые), либо зеленокаменные породы, образуя от мономиктовых до

смешанных разновидностей конгломератов (В. Негруца, 1971; Т. Негруца, 1974; Негруца, Негруца, 1974, 1975).

Среди ятулийских конгломератов преобладают монокварцевые и кварцево-гранитные мелко- и среднегалечные разновидности, реже крупногалечные. Однако в ряде разрезов, особенно расположенных в зоне сочленения с беломоридами, встречаются и валунно-галечные полимиктовые разновидности конгломератов. Они содержат в основном гранитоиды и кварц, обломки гранитных пород, иногда нацело выветренные. Кроме них встречаются обломки кварцито-песчаников и редко мелкие гальки зеленокаменных пород, сланцев.

Состав калевийских конгломератов более разнообразен. Для базальных разновидностей калевия (Приладожье) характерны кварциты, диабазы, местами амфиболиты, графитистые сланцы и реже карбонатные породы. Конгломераты верхов калевия (кольские разрезы) имеют еще более пестрый состав: в них встречаются почти все разновидности пород печенгского комплекса (известняки, доломиты, кварцево-хлоритовые и филлитовидные сланцы, кварцито-песчаники, диабазы, габброиды, кераатофиры, ультрабазиты), а также гранитоиды. В разных местах состав их различен; они меняются от мономиктовых до полимиктовых разновидностей. Для вепся характерны в основном мелкогалечные и малоомощные конгломераты, реже валунно-галечные, состоящие из кварца, шунгитосодержащих сланцев, кремнистых пород, иногда эффузивов.

Содержание обломков в конгломератах варьирует от 20 до 90%; встречаются горизонты тиллоидов с рассеянными в породе единичными гальками и валунами (валунные аркозы и валунные сланцы) или их линзовидными скоплениями, составляющими от первых до 20%.

Размер фрагментов в конгломератах меняется от 1—2 см до 1—2 м, иногда и больше. Как правило, он уменьшается от подошвы к кровле пластов вместе с улучшением окатанности и сортировки материала.

Окатанность фрагментов разная, но в целом среди конгломератов всех уровней преобладают фрагменты с довольно хорошей окатанностью, лишь базальные горизонты конгломератов содержат слабоокатанные и неокатанные обломки. Для многих конгломератов характерны обломки, раздробленные в процессе переноса.

Сортировка обломочного материала в конгломератах разнообразная и, как правило, изменяется снизу вверх по разрезу конгломератовых горизонтов. Совершенно неотсортированные конгломераты с микстивой структурой переходят в хорошо отсортированные разновидности.

Форма недеформированных фрагментов разнообразная: яйцевидная, шаровидная, дисковидная, караваеобразная, овально-удлиненная, уплощенная, изометричная. Для обломков вулканогенных пород очень характерны тувелькообразная и веретенообразная формы, типичные для вулканических бомб.

Обработка многочисленных замеров недеформированных галек позволила определить коэффициенты уплощенности, диссимметрии и изометричности, которые соответствуют потоковым и бассейновым образованиям.

Состав цементирующей конгломераты массы обычно меняется в зависимости от состава конгломератов. В гранитных конгломератах он представлен, как правило, полевошпатовым песчаником или аркозом, иногда превращенным в гнейсы; зеленокаменные конгломераты имеют граувакковый туфогенно-песчаниковый и туфогенно-сланцевый цемент, иногда превращенный в амфиболиты. В полимиктовых конгломератах цемент сложен полимиктовым песчаником, алевритом, кварц-серицито-хлоритовым сланцем, туффитом. Но бывают исключения, когда гранитные конгломераты цементируются мономинеральными серицитовыми кварцито-песчаниками (основание сумия, р-н Панаярви) или туфогенными сланцами (в сариолии и калевии).

Минералогический состав тяжелой фракции цемента значительно меняется. Для лопийских конгломератов характерны такие минералы, как гранат, ставролит, кианит, кордиерит, роговая обманка, магнетит, пирит. В сумийско-сариолийских развиты сфен, турмалин, хлорит, биотит, циркон, эпидот, апатит, а также пирит, лимонит, гематит. В ятулийских наиболее характерны циркон, монацит, рутил, турмалин, апатит, гематит, пирит; в калевийских конгломератах встречается хлорит, амфибол, гранат.

Состав цемента так же, как и состав обломков в конгломератах, свидетельствует о тесной генетической связи конгломератов с подстилающими породами и с синхронным вулканизмом там, где он проявлялся. Минеральный состав цемента указывает как на состав областей сноса, так и на характер выветривания, интенсивность которого возрастала со временем, достигая наибольшей силы в ятулии.

Форма осадочных тел конгломератов различная. Они слагают линзовидные и лентовидные в срезе, конусовидные, веерообразные и плащеобразные в плане тела. Боковые контакты резкие, часто типа прилегания к палеосклону; постепенные и путем переслаивания или перехода одной породы в другую. Нижние контакты чаще всего с размывом, согласные или несогласные, иногда без размыва, резкие или постепенные. Верхние обычно постепенные, иногда резкие (фиг. 3).

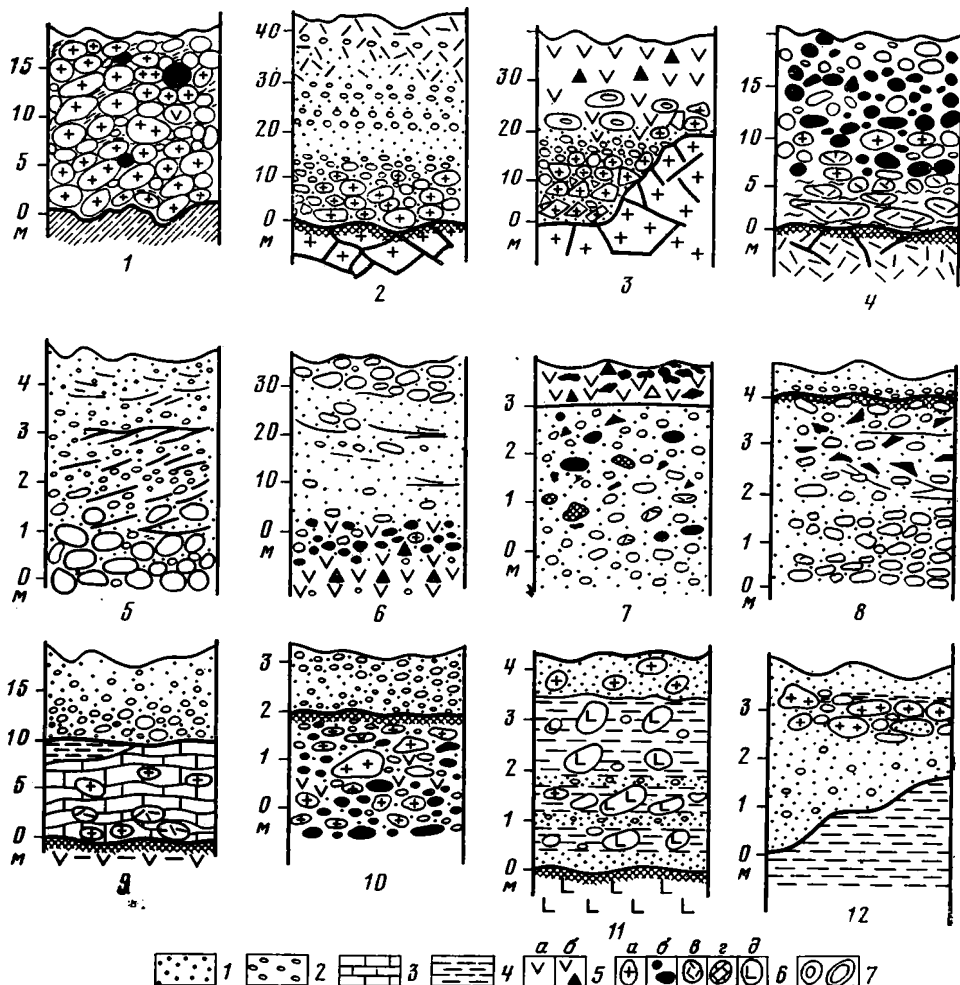
Внутреннее строение большинства конгломератовых тел характеризуется ритмичностью и грубой горизонтальной слоистостью градационного типа; довольно часто встречается крупная и мелкая однонаправленная косая слоистость потокового типа, реже перекрестного, и волнистая прибрежно-бассейнового типа. В некоторых базальных пластах плохо отсортированных конгломератов слоистые текстуры отсутствуют.

Конгломераты тесно связаны с аркозами, граувакко-сланцевыми толщами и вулканогенными породами. Ассоциация конгломератов с аркозами особенно характерна для горизонтов, залегающих на гранитоидном фундаменте; здесь, как правило, конгломераты вверх по разрезу и по простиранию переходят в аркозы.

В регрессивном типе разреза аркозы, лежащие на вулканогенных толщах, постепенно замещаются конгломератами. Часто аркозы превращены в гнейсы. Как в трансгрессивном, так и в регрессивном типе разреза в аркозах и гнейсах наблюдаются горизонты тиллоидов с рассеянными валунами и гальками или их линзовидными скоплениями, которые обычно подчеркнуты косой слоистостью потокового или прибрежно-бассейнового типов. Иногда в них наблюдаются оползневые смятия и нептунические дайки. Мощность таких горизонтов от нескольких до 50 м, иногда больше.

Встречаясь почти на всех стратиграфических уровнях, аркозы преобладают в лопии и сариолии, которые характеризуются наиболее интенсивными вулканогенно-тектоническими процессами. Среди монокварцевых толщ ятулии они встречаются на уровнях, отвечающих наиболее интенсивным блоковым подвижкам фундамента.

Ассоциация конгломератов с граувакко-сланцевыми толщами очень характерна для периодов интенсивного эксплозивного вулканизма, сопутствующего образованию конгломератов, главным образом для сариолия, суйсария и калевия. Сланцы, вмещающие конгломераты и горизонты тиллоидов, обычно тонкослоистые, слоистость горизонтальная, часто ленточная градационного типа. Прослеживаются двух- и трехкомпонентные ритмы. Иногда наблюдается тонкая косая слоистость типа подводных потоков или волнений. Типичны текстуры оползневых смятий (фиг. 4, 11, 12). Для сланцев, как и для аркозов, характерны рассеянные, «плавающие» валуны и гальки типа «дропстонов» или их скопления, образующие горизонты валунных сланцев (фиг. 4, 13). Мощность их от нескольких метров до десятков метров.

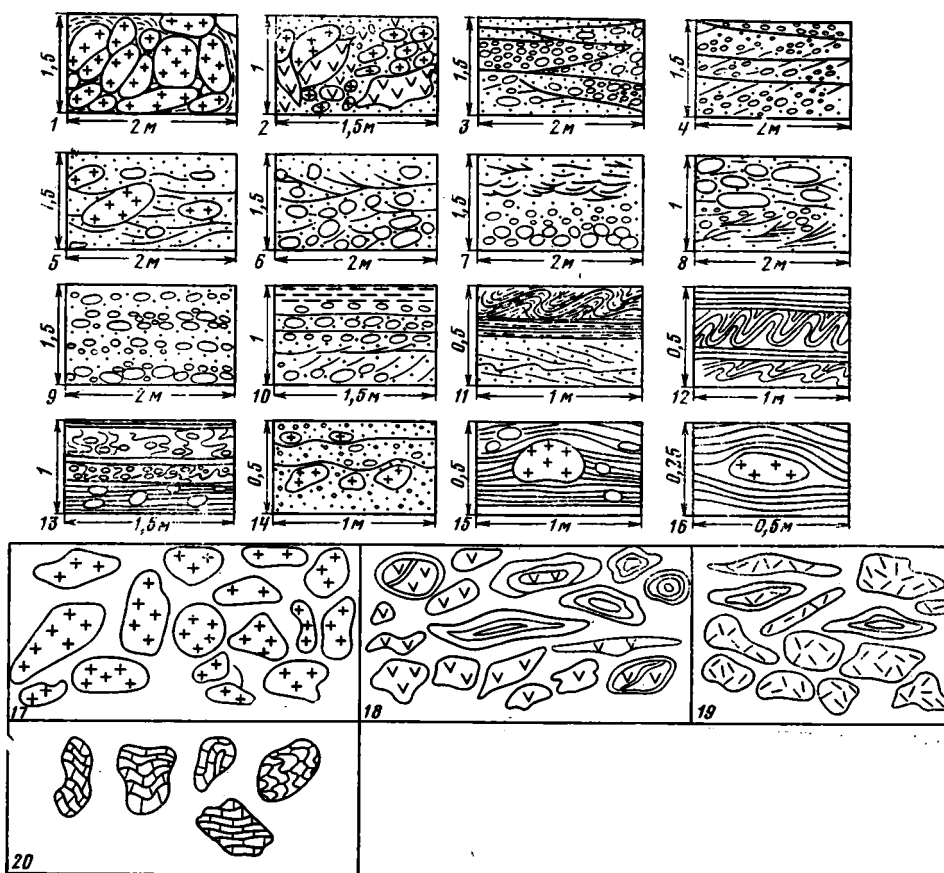


Фиг. 3. Характер контактов конгломератов с вмещающими породами

1 — Карелия, р. Лужма, контакт сариолия с бергаульскими туфогенно-осадочными породами; 2, 3, 4 — Карелия, северный берег оз. Панаярви: 2 — Тунтури-лампи, контакт гранитоидного фундамента с сумием; 3 — Раккутунтури, контакт гранитоидного фундамента с сариолием; 4 — Русеакаллион-ваара, контакт суммийских кератофиров с сариолием; 5, 6 — Карелия, Сегозеро, Кирпичный завод: 5 — соотношение конгломератов сариолия с аркозами; 6 — залегание аркозов на зеленокаменных туфоконгломератах, сариолий; 7 — Карелия, Шомбозеро, контакт конгломератов сариолия с сариолийскими туфами и туфобрекчиями; 8 — Карелия, Сегозеро, Кирпичный завод, контакт сариолийских конгломератов с ятулием; 9 — Карелия, Лехта, Козледозеро, контакт сариолийских туфосланцев с нижним ятулием (сегозерием) и нижнего ятулия с верхним ятулием (онежем); 10 — Карелия, Лехта, Машозеро, контакт сариолия с верхним ятулием; 11 — Кольский полуостров, гора Генеральская, контакт сариолия с подстилающими габброидами; 12 — Кольский полуостров, Печенга, Пик-Колосейки, соотношение конгломератов нижнего ятулия с вмещающими кварцито-песчаниками.
1 — кварцито-песчаники; 2 — кварцевые конгломераты; 3 — доломиты; 4 — сланцы; 5 — метадиабазы (а), туфобрекчии (б); 6 — состав фрагментов в конгломератах: а — гранитоиды, б — основные вулканы, в — кислые вулканы, г — доломиты, д — габброиды; 7 — шаровые лавы

По составу сланцы представлены чередованием пелитовых и песчаных разновидностей туфогенных пород с горизонтами туфов, углеродистых черных сланцев и алевролитов с высоким содержанием сульфидов; часто среди них встречаются линзы доломитов.

Связь конгломератов с вулканической деятельностью проявляется не только в ассоциации их с граувакко-сланцевыми толщами. Конгломерата-



Фиг. 4. Наиболее характерные текстуры, встречающиеся в конгломератах, вмещающих их аркозах и сланцах, и формы обломков в конгломератах

1—4 — Карелия, р. Лужма, сариолий; 5—6 — Карелия, Сегозеро, Каннус-Ниеми, сариолий; 7—8 — Карелия, Пелозеро, лопий; 9—10 — Кольский полуостров, Печенга, сариолий; 11 — Карелия, р. Лужма, сариолий; 12 — Карелия, Шомбозеро, сариолий, туфосланцы; 13 — Кольский полуостров, Ламмас, калевий; 14 — Карелия, Энингги-лампи, сариолий; 15 — Кольский полуостров, Ламмас, калевий, туфосланцы; 16 — Карелия, Лехта, оз. Сиговое, сариолий, туфосланцы; 17 — обломки гранитоидов; 18 — обломки основных вулканитов, бомбы, пирокласты; 19 — обломки кислых вулканитов, бомбы; 20 — обломки карбонатных пород. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

ты тесно ассоциируют и с грубыми пирокластами (агломератами, бомбовыми туфами, туфобрекчиями), а также с лавами.

Продукты взрывной вулканической деятельности попадали либо сразу в осадок, являясь сингенетичными с осадконакоплением, либо перетлагались потоками, образуя отложения тефроидов и вулканогенно-обломочных толщ.

Горизонты, похожие на тиллоиды, встречаются и в этой ассоциации пород, образуя пласты и линзы как среди лав (лавовая морена), так и среди вулканогенно-обломочных толщ.

Для всех горизонтов тиллоидов характерно довольно невыдержанное распространение по простиранию в виде линз и пластов от первых метров до первых сотен метров, иногда больше. Типична порфирикластическая структура, выраженная неравномерной вкрапленностью валунов, галек, гравийных зерен в преобладающем по объему гравийно-песчаном, песчаном или сланцевом цементе. Существенно, что распределение вкрапленных фрагментов нередко подчеркивает ярко выраженный характер градационной слоистости.

Встречаются валуны размером от 1 до 3 м и даже больше. Как правило, окатаны они хорошо. Состав их большей частью гранитный и гнейсовый, а в целом такой же, как и в конгломератовых пластах и линзах, ассоциирующих с горизонтами тиллоидов в разрезе и на площади.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ КОНГЛОМЕРАТОВ

Образование конгломератов находится в прямой зависимости от интенсивности процессов тектонической активизации и, как правило, сопутствующего ей вулканизма. Конгломераты отмечают либо начало крупных тектоно-магматических циклов, сопровождаемых трансгрессиями, либо их конечные регрессивные этапы, а нередко и то и другое (см. фиг. 1).

Распределение конгломератов в разрезах и на площади отражает палеофациальную и палеотектоническую обстановку их формирования (см. фиг. 2). Конгломераты принимают участие в общей структурно-метаморфической и литолого-фациальной зональности в пределах восточной части Балтийского щита, которая проявляется в уменьшении мощностей докембрийских толщ и доли в них вулканогенных пород, в фациальном выклинивании отложений, а также в ослаблении степени метаморфизма и упрощении стиля складчатых структур в направлении от области развития беломорид к Кольскому и Карельскому мегаблокам.

Все это указывает на четкую унаследованность развития области беломорид в каждом из тектоно-магматических циклов. Возникнув в архее, очевидно, как рифтовая зона, в результате раздвига блоков первичной земной коры, Беломорская структура в течение всего докембрия развивалась последовательно с чередованием фаз активности и покоя, оказывая влияние на распределение суши и моря в пределах прилегающих к ней гранитоидных мегаблоков (массивов) (см. фиг. 2). Каждый из последующих циклов начинался с активизации Беломорского мегаблока, за которой следовала активизация прилегающих массивов. Она сопровождалась интенсивным дроблением их на мелкие блоки и постепенным втягиванием краевых частей массивов в процессы осадконакопления. Бассейн трансгрессировал поступательно из области Беломорского мегаблока на относительно стабильные и выровненные Кольский и Карельский массивы. Они представляли собой временами (лопий, сариолий) расчлененные депрессиями пенеплены, в пределах которых континентальный тип литогенеза сменялся бассейновым. Образование конгломератов связано с моментами наибольшей расчлененности рельефа; они заполняли палеодепрессии, приуроченные к шовным зонам сочленения тектонических блоков. К этим же ослабленным зонам приурочены и центры вулканических излияний и эксплозий.

Во второй половине карельского времени Беломорский мегаблок начал постепенно воздыматься (Т. Негруца, 1972), что привело к обмелению бассейна и миграции его в пониженную часть Карельского и частично Кольского мегаблоков, где в относительно глубоководных условиях происходит образование туфогенно-сланцевых толщ и связанных с ними горизонтов конгломератов (см. фиг. 2).

Если проследить эволюцию конгломератов во времени, то отчетливо видно, что в целом снизу вверх по разрезу количество конгломератов уменьшается вместе с уменьшением интенсивности вулканизма и тектоники; максимумы их падают на два уровня лопия, сариолий и верхи онежия и калевия (см. фиг. 1). Площадная их эволюция отражает разную степень тектонической активности Карельского и Кольского мегаблоков: так, в лопии образование конгломератов было сосредоточено

на Кольском массиве; в сариолии и ятулии — на Карельском, а в калевии — снова на Кольском.

Совпадение максимумов конгломератов с максимумами тектонических и вулканических процессов свидетельствует о том, что основными факторами образования конгломератов являются тектоника и сопутствующий ей вулканизм. Другой важный фактор, способствующий их образованию, химическое выветривание, о чем свидетельствует широкое развитие галек выветренных пород или с корочками выветривания, а также наличие метаморфизированных кор, подстилающих и иногда перекрывающих конгломераты или ассоциирующих с ними (Сидоренко, Лунева, 1967; Лунева, 1975; Негруца, Негруца, 1975, и др.) (см. фиг. 1).

Взаимодействие этих факторов способствовало накоплению огромного количества грубообломочного и рыхлого материала, возникновение которого обусловлено как экзогенными, так и эндогенными процессами. Условия, необходимые для транспортировки материала, периодически повторялись — это интенсивные сейсмичность и вулканизм, обилие воды. Характер палеорельефа способствовал быстрому площадному сносу: с одной стороны, равнинный без растительного покрова, с другой — расчлененный относительно глубокими палеодепрессиями. Совокупность благоприятных условий создавала возможность для формирования мощных временных потоков типа селей. Они особенно были характерны для ранних этапов осадочно-вулканогенных циклов, знаменующихся заложением рифтовых депрессий, сопровождаемым землетрясениями, вулканизмом и постоянным сносом в них обломочного материала с участков пенепленизированного фундамента.

СРАВНЕНИЕ С СЕЛЯМИ И ТИЛЛИТАМИ

При сравнении исследуемых конгломератов с отложениями селевых потоков (Флейшман, 1951, 1970, и др.) устанавливается общность их признаков: по происхождению (основные факторы — водный, сейсмический, вулканический), по виду (водно-каменный, водно-песчаный, грязе-каменный и грязевый) и по генезису (собственно селевый, аллювиально-пролювиальный, делювиальный, оползне-оплывной), а также по формам осадочных тел.

Многообразие типов отложений, имеющих сходные черты с образованиями временных потоков, свидетельствует о широких масштабах развития потоков в докембрии, а если учесть специфику палеотектонической обстановки в это время и вероятную возможность одновременного действия всех факторов, способствующих происхождению селей в современных условиях, то можно говорить о большой силе этих потоков, которые носили периодический характер и затухали вместе с затуханием тектонических и вулканических процессов. Поточковый способ транспортировки материала, судя по характеру отложений, был, очевидно, преобладающим в докембрии как в пределах континентов, так и в бассейнах. Отложения конгломератов континентальных потоков сменяются, как правило, отложениями подводных потоков типа дельт, и затем прибрежными хорошо отсортированными и окатанными конгломератами. Трансгрессирующий бассейн, очевидно, способствовал неоднократной обработке континентальных галечников, о чем может свидетельствовать преобладающая хорошая окатанность фрагментов в конгломератах.

Тиллоподобный облик некоторых горизонтов конгломератов, выраженный в плохой сортировке материала, и парагенезис их с аркозами и граувакко-сланцевыми толщами, имеющими иногда сходство с варвами и часто содержащими вкрапленные валуны и гальки типа «дроппстонов», не без основания дают возможность рассматривать их как тиллиты. Однако кроме этих горизонтов значительная часть плохо отсор-

тированных конгломератов, особенно сариольских, вслед за П. Эскола принимались тоже за тиллиты (Eskola, 1919, 1925; Харитонов, 1941; Леонова, 1963; Гилярова, 1964, и др.).

При сравнении рассмотренных здесь основных признаков конгломератов с основными диагностическими признаками тиллитов оказывается, что кроме микститовых структур и зависимости литологического состава от подстилающих пород, для изученных докембрийских конгломератов Карелии и Кольского полуострова больше никаких признаков морен нет. Отсутствуют эратические обломки, отторженцы, следы абразивной обработки и ледникового ложа, валуны со штриховкой; не характерны для морен формы обломков, текстуры, контакты со вмещающими породами (см. фиг. 3). Поэтому относить к тиллитам большинство конгломератовых пластов, состоящих из плохо отсортированного и плотно упакованного материала, нет основания.

Сомнение могут вызвать некоторые горизонты тиллоидов, представленных валунными аркозами и варвоподобными сланцами, вмещающими вкрапленные валуны и линзы конгломератов, для объяснения которых нет объективных критериев. Проще всего их трактовать как образования айсбергового разноса, как это обычно и делается. Такие образования наиболее характерны для калевия Печенгской структуры и в меньшей степени для сариолия и лопия; здесь они фиксируют наиболее глубоководные условия осадконакопления и зоны, прилегающие к палеоуступам. Образование их, вероятно, можно связать и с действием сильных мутьевых потоков (турбидитов), обусловленных проявлениями подводных вулканических эксплозий и крупных оползней. В генезисе этих толщ следует еще разобраться; во всяком случае нет фактических данных, позволяющих исключать возможность мариногляциального генезиса этих толщ, так же как и флювиогляциального для некоторых горизонтов конгломератов. Однако, если верить данным палеомагнитных исследований, они определенно указывают на то, что в течение свеко-карельской эпохи Фенноскандианский протоконтинент находился на широте 19—28° с. ш., т. е. в тропическо-субтропической зоне (Naunonen, 1974), в этой же зоне располагалась центральная и северная часть Европы в период от начала карелия до рифея (Кацеблин, 1970).

Широкое развитие полимиктовых, аркозовых и граувакковых толщ трактуется обычно как показатель холодного климата. В то же время эти толщи являются и показателями интенсивной тектоники и вулканизма.

Такая общность состава толщ, возникновение которых может быть объяснено как климатическим фактором, так и вулкано-тектоническим, затрудняет однозначное решение в отношении их генезиса и в то же время не исключает совместного действия этих факторов.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования раннедокембрийских конгломератов Карелии и Кольского полуострова позволяют сделать следующие выводы.

1. В разрезах раннего докембрия валунно-галечные конгломераты встречаются на разных стратиграфических уровнях.

2. Они приурочены к границам крупных тектоно-магматических циклов, фиксируя эпохи тектонических активизаций и вулканизма, перерывы в осадконакоплении и отмечают начало или конец трансгрессивно-регрессивных осадочных и осадочно-вулканогенных ритмов.

3. На ранних этапах тектоно-магматических циклов конгломераты приурочены к рифтоподобным депрессиям, шовным прогибам и грабенам и в плане имеют локальное линейное распространение.

4. Образование конгломератов сопровождалось развитием химических кор выветривания, интенсивными блоковыми подвижками и обычно синхронным вулканизмом.

5. Конгломераты по комплексу признаков относятся к образованиям временных потоков часто селевого типа, в континентальных и прибрежно-бассейновых условиях, а также мутьевых потоков в подводно-бассейновых условиях. Основные генетические признаки морен отсутствуют.

6. Количество конгломератов последовательно уменьшается вместе с уменьшением интенсивности тектонических и вулканических процессов снизу вверх по разрезу докембрия.

7. Таким образом, по комплексу диагностических признаков ранне-докембрийские конгломераты Балтийского щита не могут быть отнесены к типичным моренным образованиям покровных оледенений в современном генетическом их понимании. Относительно происхождения ряда горизонтов тиллоидов однозначного решения нет, генезис их остается вопросом, подлежащим дальнейшему изучению.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакушкин Е. М., Ахмедов А. М. Базальные конгломераты печенгского комплекса р-на г. Генеральской.— В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты, Изд-во АН СССР, 1975.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О конгломератах протерозоя северной Карелии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1964, № 6.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Казак А. П., Негруца В. З. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя восточной Карелии.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Конгломераты Имандра-Варзугского комплекса.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова, вып. 4. Апатиты, 1972.
- Гилярова М. А. Коры выветривания и конгломераты Ламмас Печенгского р-на.— Вестн. ЛГУ, 1964, № 6.
- Голубев Г. Н., Флейшман С. М. Основные механизмы формирования селей и пути их прогнозирования.— Докл. X Всес. криф. по селевым потокам и горным русловым процессам. Ереван, 1968.
- Кацелбин П. Л. О положении полюса Земли в докембрии по палеомагнитным данным.— В сб.: Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1970, вып. 2, ч. 1.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976.
- Леонова Е. П. Полимиктовые конгломераты и их значение в стратиграфии протерозоя Карелии.— Уч. зап. Пед. ин-та им. Герцена, 1958, т. 172.
- Лобанов И. Н. Протерозойские валуно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 11.
- Лунева О. И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4.
- Лунева О. И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфизованных толщ докембрия Кольского полуострова.— Сов. геология, 1963, № 12.
- Лунева О. И. Конгломераты докембрия Кольского п-ова и эпохи континентальных перерывов.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., «Наука», 1975.
- Макиевский С. И., Николаева К. А. Конгломераты и древние коры выветривания в метаморфических толщах докембрия северо-запада Кольского п-ова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия СВ части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии в сводном разрезе докембрия Карелии.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии докембрийских кор выветривания Балтийского щита.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., «Наука», 1975.
- Негруца Т. Ф. К истории геологического развития зоны сочленения карелид и беломорид.— Вестн. ЛГУ, 1972, № 18.
- Негруца Т. Ф. Условия формирования сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса протерозоя Карелии.— Вестн. ЛГУ, 1974, № 24, вып. 4.
- Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Роль пирокластов в формировании тиллоподобных образований Карелии.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.
- Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Генезис сариолийских конгломератов и вмещающих их толщ в связи с проблемой тиллитов в раннем докембрии.— В кн.: Проблемы осадочн. геологии докембрия, т. 1. М., «Недра», 1975.

- Олиферов А. Н. Морфологические и гранулометрические характеристики селевых отложений в Крыму и Карпатах.— Докл. X Всес. конф. по селевым потокам и горным русловым процессам. Ереван, 1968.
- Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л., «Наука», 1974.
- Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., «Недра», 1973.
- Рухина Е. В. Некоторые диагностические признаки ледовых отложений и тиллитов.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1975.
- Руденко В. Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия).— Вестн. ЛГУ, 1968, № 6.
- Салоп Л. И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. XIVIII(6).
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова).— Сов. геология, 1967, № 6.
- Соботович Э. В., Горашенко С. Н. К вопросу о возрасте минералов Витватерсранда.— Тр. X сесс. Комисс. абс. возр., М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Суслова С. Н. Туфогенные конгломераты озера Пороярви.— В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.— Л., «Наука», 1966.
- Флейшман С. М. Селевые потоки. М., Географгиз, 1951.
- Флейшман С. М. Сели. М., Гидрометеорол. изд-во, 1970.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1941.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
- Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (диагностика и стратиграфическое значение). Автореф. докт. дис., М., 1975.
- Чумаков Н. М. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1975.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia.— Canad. J. Earth Sci., 1968, 5, No. 3, pt. 2.
- David T. W. E. The Geology of the Commonwealth of Australia. L., 1950, v. 1.
- Eskola P. Hufvaddragen av Onega-Kareliens geologi. Teknikern, 1919, v. 29.
- Eskola P. On the petrology of Eastern Fennoscandia. 1. The mineral development of basic rocks in the Karelian formation. Fennia, 1925, v. 45, No. 19.
- Flint R. F. Geological evidence of cold climate.— In.: Descriptive Paleoclimatology, A. E. M. Nairn (Ed.), N. V. Interscience, 1961.
- Geochronologie in Suid Africa.— Science, 1968, No. 5, v. 9.
- Young G. M. An extensive early Proterozoic glaciation in North America. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleocol., 1970, v. 7, No. 2.
- Nauvonen K. J. Paleolatitude and cause of the svecokarelian orogeny.— Bull. Geol. Soc. Finland, 1974, No. 46, p. 1.
- Schwarzbach M. Criteria for the recognition of ancient glaciations.— Problems, Paleoclimatol. London — New York — Sydney. Interscience, 1964.

Институт земной коры, ЛГУ
Ленинград

Дата поступления
15.VIII.1977

УДК 552.51 : 551.781 (571.64)

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ РЯД ТИПОВ ГРАУВАКК НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ о. САХАЛИНА

Е. А. МАРГУЛИС

Проведено детальное петрографо-минералогическое изучение песчаников и алевролитов из различных структурно-фациальных зон палеогенового бассейна о. Сахалина. Установлен ряд граувакковых пород, состав которых изменяется по мере трансгрессивного развития прогиба от собственно граувакк до граувакковых аркоз. Основной причиной эволюции состава граувакк являются условия седиментации в бассейне, а не изменение состава питающих провинций.

Разрез кайнозойских отложений о. Сахалина начинается мощная толща (до 3000 м) терригенных пород, сформированных в Западно-Сахалинском прогибе. Время ее формирования датировалось эоцен — олигоценом. На Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Петропавловске-Камчатском в 1974 г. возраст этих отложений был определен как палеоцен (возможно, датий — палеоцен) — эоцен. Рассматриваемые отложения распространены на западном побережье Центрального и Южного Сахалина, где они выходят на поверхность вдоль западного склона Западно-Сахалинских гор. На большей части своего распространения они перекрыты неогеновыми толщами.

Описываемые образования залегают с размывом на верхнемеловых отложениях и перекрыты вулканогенно-осадочным комплексом верхнепалеогенового — нижнеогенового возраста. Они представлены тремя литолого-фациальными комплексами: угленосным (континентальным и паралическим), песчано-алевритовым; прибрежно-морским, алевроитопесчаным и морским, алевроитовым. В указанной последовательности комплексы сменяют друг друга снизу вверх в наиболее полных разрезах, чем определяют трансгрессивный характер строения описываемой терригенной толщи. Латеральная смена комплексов происходит путем разнонаправленного выклинивания соседствующих литолого-фациальных комплексов.

Автором статьи были проведены петрографо-минералогические исследования преобладающих в составе толщи песчаников и алевролитов с тем, чтобы на их примере проследить процессы формирования минерального состава песчано-алевритовых пород в геосинклинальных областях и определить факторы, контролирующие эти процессы. Отложения были изучены в естественных опорных разрезах и глубоких скважинах (фиг. 1).

Состав акцессорных минералов с учетом породообразующих компонентов позволяет разделить область распространения описываемых отложений на две терригенно-минералогические провинции — Северную и Южную (Маргулис, 1974). Граница между провинциями проходит южнее широты г. Красногорска.

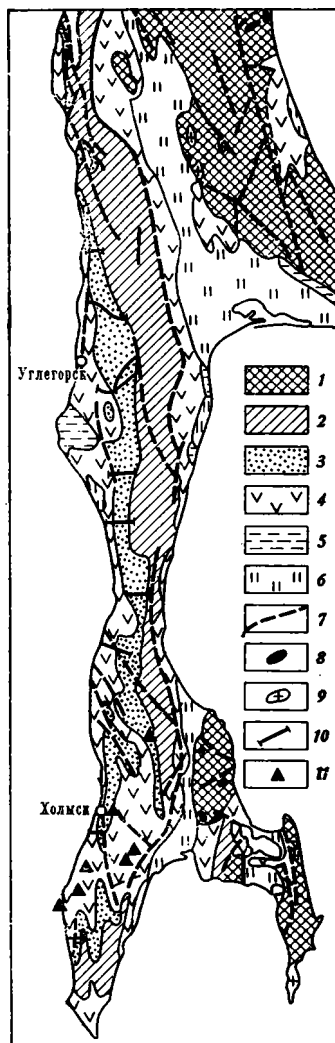
Изученные породы, согласно классификации В. Д. Шутова (1972), принадлежат преимущественно группе граувакк и представлены несколькими типами. Наблюдается отчетливо выраженная корреляция между минеральным и гранулометрическим составом пород. Каждый тип пород, как правило, приурочен к определенным гранулометрическим разностям. Наиболее грубозернистые разности сложены собственно граувакками, самые мелкозернистые — граувакковыми аркозами и мезомиктово-кварцевыми породами (фиг. 2).

СОБСТВЕННО ГРАУВАККИ

В составе ниже-среднепалеогеновых отложений собственно граувакки пользуются подчиненным распространением. Как правило, они представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками, распространенными в краевых частях прогиба, обычно в угленосном комплексе. Вариаций в их составе довольно многочисленны (фиг. 2). Именно эти породы наряду с конгломератами наиболее четко отражают в составе обломочных компонентов существование разных питающих провинций для южных и северных областей прогиба. Среди пород этого типа выделяются кремневые, фельзитовые и андезитовые разновидности.

Кремневые граувакки содержат от 44 до 70% обломков кремнистых пород в отложениях Северной провинции и 85% — в Южной (табл. 1). Обломки алевролитов и аргиллитов составляют в них 8—10%. В Южной провинции набор пород в составе обломков кремневых граувакк идентичен составу палеозойских образований Сусунайского хребта, в то время как в Северной провинции четкая связь между составом обломочного материала кремневых граувакк и определенной питающей провинцией отсутствует и кремневые граувакки этой провинции имеют более пестрый состав (табл. 1).

Характерные аутигенные минералы кремневых граувакк — в разной степени раскристаллизованные титанистые минералы. В граувакках Северной провинции к ним добавляется хлорит. В описываемых породах широко распространены конформные структуры. Они особенно характерны для пород Южной провинции, содержащих в составе обломков много слюдисто-кремнистых сланцеватых разностей. Последние легко приспосабливаются к форме других обломков, чем за-



Фиг. 1. Обзорная геологическая карта.

1 — доверхнемеловые отложения; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — ниже-среднепалеогеновые отложения; 4 — верхнепалеогеновые — неогеновые отложения; 5 — плиоценовые отложения; 6 — четвертичные отложения; 7 — основные разломы; 8 — интрузии основного — ультраосновного состава; 9 — интрузии гранитоидов; 10 — опорные разрезы; 11 — разрезы, изученные в скважинах

Средний минеральный состав породообразующих компонентов в палеогеновых граувакках о. Сахалина

Терригенно-минералогическая провинция, кол-во обр.		Кварц	Плагиоклаз	Кремнистые породы	Алевролиты, аргиллиты	Сланцы	Фельзиты	Андезиты	Кальевый полевой шпат	Биотит	Обломки гранитов
северная	южная										

I. Угленосный комплекс

Кремневые граувакки (песчаники)

4	1	8,2 10,0	4,5 3,0	52,0 85,0	10,5 —	0,2 —	11,3 —	9,0 —	1,5 1,0	1,4 1,0	1,4 —
---	---	-------------	------------	--------------	-----------	----------	-----------	----------	------------	------------	----------

Андезитовые граувакки (песчаники)

1	1	1,6 3,0	3,9 7,0	9,0 26,0	2,8 —	— —	7,2 13,0	75,5 47,0	— —	— —	— 4,0
---	---	------------	------------	-------------	----------	--------	-------------	--------------	--------	--------	----------

Фельзитовые граувакки (песчаники)

1	2	15,4 11,0	7,0 5,0	16,4 15,0	9,0 6,0	1,0 —	21,5 35,0	19,3 16,5	1,0 9,0	1,0 2,5	— 1,0
---	---	--------------	------------	--------------	------------	----------	--------------	--------------	------------	------------	----------

Полевошпат-кварцевые граувакки (алевролиты)

12	13	40,0 36,5	21,5 23,6	20,0 18,6	11,0 6,6	2,5 6,8	3,0 3,6	1,0 2,9	— —	1,0 1,3	— —
----	----	--------------	--------------	--------------	-------------	------------	------------	------------	--------	------------	--------

Полевошпат-кварцевые граувакки (песчаники)

19	11	26,5 32,6	19,0 17,9	30,0 29,2	18,5 8,1	1,5 3,4	5,5 5,6	4,5 2,4	3,0 0,2	1,0 0,3	0,5 0,3
----	----	--------------	--------------	--------------	-------------	------------	------------	------------	------------	------------	------------

Кварц-полевошпатовые граувакки (песчаники)

8	3	19,0 16,0	22,7 26,5	19,0 23,0	18,5 10,7	1,4 1,5	6,8 6,3	9,0 15,7	2,4 —	0,5 0,3	0,7 —
---	---	--------------	--------------	--------------	--------------	------------	------------	-------------	----------	------------	----------

Полевошпатовые граувакки (песчаники)

1	2	7,0	22,5	23,0	9,5	—	9,5	29,0	—	—	—
---	---	-----	------	------	-----	---	-----	------	---	---	---

II. Алеврито-песчаный, прибрежно-морской комплекс

Полевошпат-кварцевые граувакки (алевролиты)

5	6	30,0 35,0	23,0 22,8	24,0 19,8	14,0 11,4	1,0 1,9	3,0 2,9	1,0 2,5	— —	4,0 3,4	— 0,1
---	---	--------------	--------------	--------------	--------------	------------	------------	------------	--------	------------	----------

Полевошпат-кварцевые граувакки (песчаники)

12	7	25,0 23,0	17,5 18,4	25,4 27,7	18,0 14,3	1,6 5,2	9,0 7,1	2,0 3,6	— —	1,5 0,2	— 0,5
----	---	--------------	--------------	--------------	--------------	------------	------------	------------	--------	------------	----------

Кварц-полевошпатовые граувакки (алевролиты)

1	1	27,7	33,5	18,0	7,3	2,3	3,3	5,3	—	2,3	0,3
---	---	------	------	------	-----	-----	-----	-----	---	-----	-----

Кварц-полевошпатовые граувакки (песчаники)

9	2	23,7 21,5	26,4 22,5	16,3 27,5	10,0 12,5	0,6 3,0	11,3 9,0	3,9 4,0	3,3 —	1,5 —	2,8 —
---	---	--------------	--------------	--------------	--------------	------------	-------------	------------	----------	----------	----------

III. Алевритовый, морской комплекс

Полевошпат-кварцевые граувакки (алевролиты)

7	15	35,7 37,3	24,5 27,0	23,0 19,9	7,4 4,5	2,0 3,1	2,4 3,3	0,5 2,0	— 0,2	4,5 1,8	— —
---	----	--------------	--------------	--------------	------------	------------	------------	------------	----------	------------	--------

Полевошпат-кварцевые граувакки (песчаники)

4	2	24,4 33,4	15,1 27,0	29,6 18,5	18,2 4,5	2,5 6,0	6,2 3,5	3,5 3,5	0,5 —	— —	— —
---	---	--------------	--------------	--------------	-------------	------------	------------	------------	----------	--------	--------

Кварц-полевошпатовые граувакки (алевролиты)

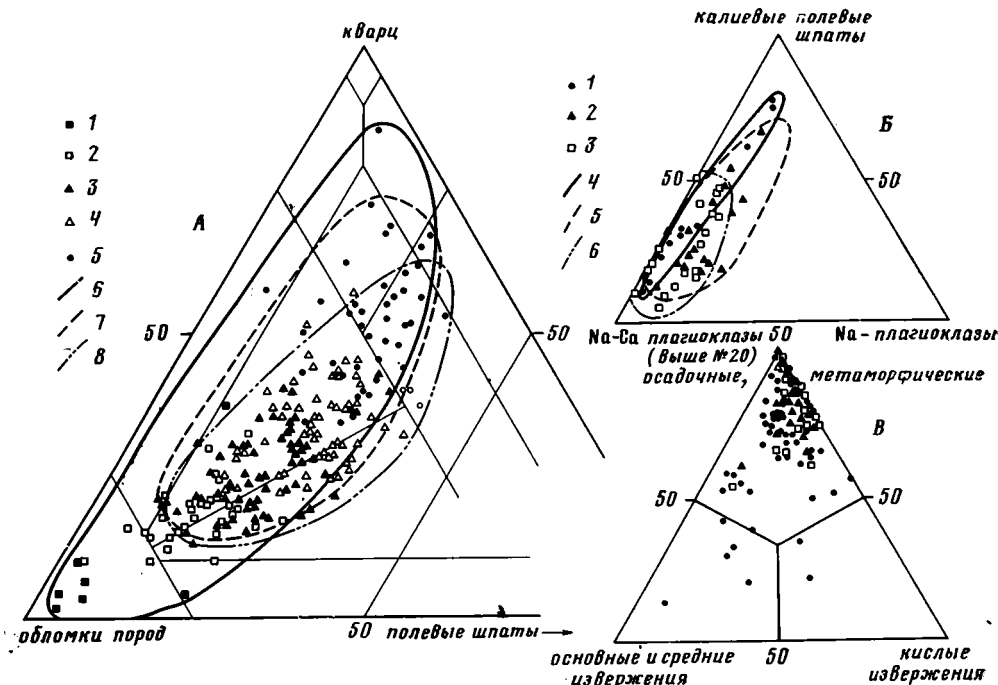
8	2	26,0 29,5	30,0 32,5	24,5 21,0	9,0 2,5	1,5 6,5	4,2 4,5	1,5 3,5	0,8 —	2,0 —	— —
---	---	--------------	--------------	--------------	------------	------------	------------	------------	----------	----------	--------

Кварц-полевошпатовые граувакки (песчаники)

5	2	20,0 25,0	28,0 30,5	25,0 19,0	17,4 7,0	1,6 2,5	3,6 4,5	3,4 11,5	0,4 —	0,2 —	0,4 —
---	---	--------------	--------------	--------------	-------------	------------	------------	-------------	----------	----------	----------

Граувакковые аркозы (алевролиты)

2	11	44,0 51,4	33,5 30,0	13,5 14,5	— 0,5	1,0 1,7	— 1,5	0,5 0,5	— —	0,4 0,5	— —
---	----	--------------	--------------	--------------	----------	------------	----------	------------	--------	------------	--------



Фиг. 2. Диаграммы минералогического состава пород ниже-среднепалеогеновых отложений

А — основная диаграмма: 1 — песчаники крупнозернистые (более 0,5 мм); 2 — песчаники среднезернистые (0,25—0,5 мм); 3 — песчаники мелкозернистые (0,1—0,25 мм); 4 — алевриты крупнозернистые (0,05—0,1 мм); 5 — алевриты мелкозернистые (0,01—0,05 мм); отложения: 6 — угленосного комплекса; 7 — алеврито-песчаного, прибрежно-морского комплекса; 8 — алевритового, морского комплекса. Б, В — дополнительные диаграммы: 1 — граувакки угленосного комплекса; 2 — граувакки прибрежно-морского комплекса; 3 — граувакки морского комплекса; 4 — угленосный комплекс; 5 — прибрежно-морской комплекс; 6 — морской комплекс

метно повышают плотность упаковки зерен. Незначительное поровое пространство (менее 5% объема породы) заполнено полиминеральным глинистым материалом в смеси с лейкоксеном. В Северной провинции, очевидно, в связи с более пестрым составом описываемых граувакк в цементе нередко встречается хлорит, «конвертообразно» заполняющий поровое пространство; центральные части пор бывают сложены кварцем, каолинитом, глинистым минералом, близким к монтмориллониту.

Андезитовые граувакки содержат в Северной провинции до 75% обломков основных-средних эффузивов, в Южной — до 30% (см. табл. 1). Видовой состав основных-средних эффузивов в провинциях различен: в породах Северной провинции обломки эффузивов представлены андезитами, андезито-базальтами, порфиритами, редко вариолитами; в породах Южной провинции присутствуют преимущественно кислые андезиты, близкие по составу к андезито-дацитам. Состав аксессуаров резко различен в разных провинциях (табл. 2).

Среди постоянных аутигенных минералов присутствуют хлорит и лейкоксен. Обычно эти минералы заполняют поровое пространство, в центральных частях пор иногда отмечается каолинит. Нередки конформные структуры.

Описываемые граувакки приурочены к базальным горизонтам разрезов, расположенных в краевых частях прогиба.

Фельзитовые граувакки в отложениях Северной провинции присутствуют в нижних частях угленосного комплекса. В Южной провинции они встречаются только в самых западных разрезах. Содержание облом-

Средний состав аксессуарных минералов в палеогеновых граувакках о. Сахалина

Терригенно-минералогическая провинция, кол-во обр.		Рудные	Лейкоксен	Титанистые	Рв-тил	Сфен, анатаз	Циркон	Гранат	Турмалин	Эпидот	Пироксены	Амфиболы	Прочие
северная	южная												

I. Угленосный комплекс

Кремневые граувакки

1	1	46,0 58,9	7,0 7,6	11,0 2,5	— —	4,0 —	13,0 22,4	15,0 3,5	4,0 2,0	— 1,5	— —	— —	— 1,7
---	---	--------------	------------	-------------	--------	----------	--------------	-------------	------------	----------	--------	--------	----------

Фельзитовые граувакки

1	1	65,0 61,9	5,0 10,2	2,0 2,4	— 0,2	2,0 0,2	5,0 16,9	10,0 2,2	4,0 1,0	8,0 1,8	— —	— 0,6	— 2,6
---	---	--------------	-------------	------------	----------	------------	-------------	-------------	------------	------------	--------	----------	----------

Андезитовые граувакки

1	1	77,0 15,0	1,0 23,9	1,0 11,3	— 0,2	1,0 15,7	— 7,7	— 10,2	— 1,3	20,0 5,5	— 0,7	— 1,4	— 2,1
---	---	--------------	-------------	-------------	----------	-------------	----------	-----------	----------	-------------	----------	----------	----------

Полевошпат-кварцевые граувакки

3	3	60,0 54,0	8,5 2,3	5,7 11,0	— —	1,0 —	6,6 22,8	6,6 6,9	2,0 0,8	9,3 0,9	— —	— 0,3	— —
---	---	--------------	------------	-------------	--------	----------	-------------	------------	------------	------------	--------	----------	--------

Кварц-полевошпатовые граувакки

3	2	49,0 11,6	15,7 20,8	13,3 7,8	— —	0,9 2,5	5,3 15,7	8,7 4,0	1,3 0,5	5,0 35,0	— 0,2	— 1,5	— —
---	---	--------------	--------------	-------------	--------	------------	-------------	------------	------------	-------------	----------	----------	--------

Полевошпатовые граувакки

	1	24,2	10,3	0,9	4,4	—	16,0	5,3	1,3	36,8	—	0,8	—
--	---	------	------	-----	-----	---	------	-----	-----	------	---	-----	---

II. Прибрежно-морской комплекс

Полевошпат-кварцевые граувакки

4	2	62,5 16,5	6,0 8,0	6,0 3,7	— 0,2	5,2 2,4	6,6 9,8	7,5 5,1	0,5 0,7	7,5 44,0	— 0,4	— 4,0	— 5,0
---	---	--------------	------------	------------	----------	------------	------------	------------	------------	-------------	----------	----------	----------

Кварц-полевошпатовые граувакки

2	1	46,6 10,0	6,0 19,5	4,5 5,7	— 0,3	5,5 6,0	12,5 11,7	7,0 6,4	1,0 3,0	2,5 36,5	— —	— —	15,5 1,5
---	---	--------------	-------------	------------	----------	------------	--------------	------------	------------	-------------	--------	--------	-------------

III. Морской комплекс

Полевошпат-кварцевые граувакки

4	2	31,0 21,6	5,0 6,0 — 6,5 13,5				23,0 11,8	13,5 6,3	0,7 0,2	3,2 30,7	3,0 1,3	— 1,0	8,1 14,2
---	---	--------------	-----------------------------	--	--	--	--------------	-------------	------------	-------------	------------	----------	-------------

Кварц-полевошпатовые граувакки

1	2	55,0 23,5	10,0 3,0 — 15,0 17,5				8,0 43,0	7,0 9,0	2,0 —	— 3,5	— —	— —	— —
---	---	--------------	-------------------------------	--	--	--	-------------	------------	----------	----------	--------	--------	--------

Граувакковые аркозы

1	4	18,0 24,0	10,0 8,0 9,0 — 9,8				33,0 30,6	13,0 4,5	— —	3,0 12,0	6,0 0,7	— —	— 18,0
---	---	--------------	-----------------------------	--	--	--	--------------	-------------	--------	-------------	------------	--------	-----------

ков кислых эффузивов и их спекшихся туфов составляет 21—35% (см. табл. 1). Для фельзитовых граувакк Южной провинции характерно повышенное содержание циркона (см. табл. 2). Постоянные аутигенные минералы — хлорит и лейкоксен. Цементация пленочно-поровая. Пленочный цемент сложен хлоритом, центральные части пор — каолинитом или полиминеральным глинистым минералом.

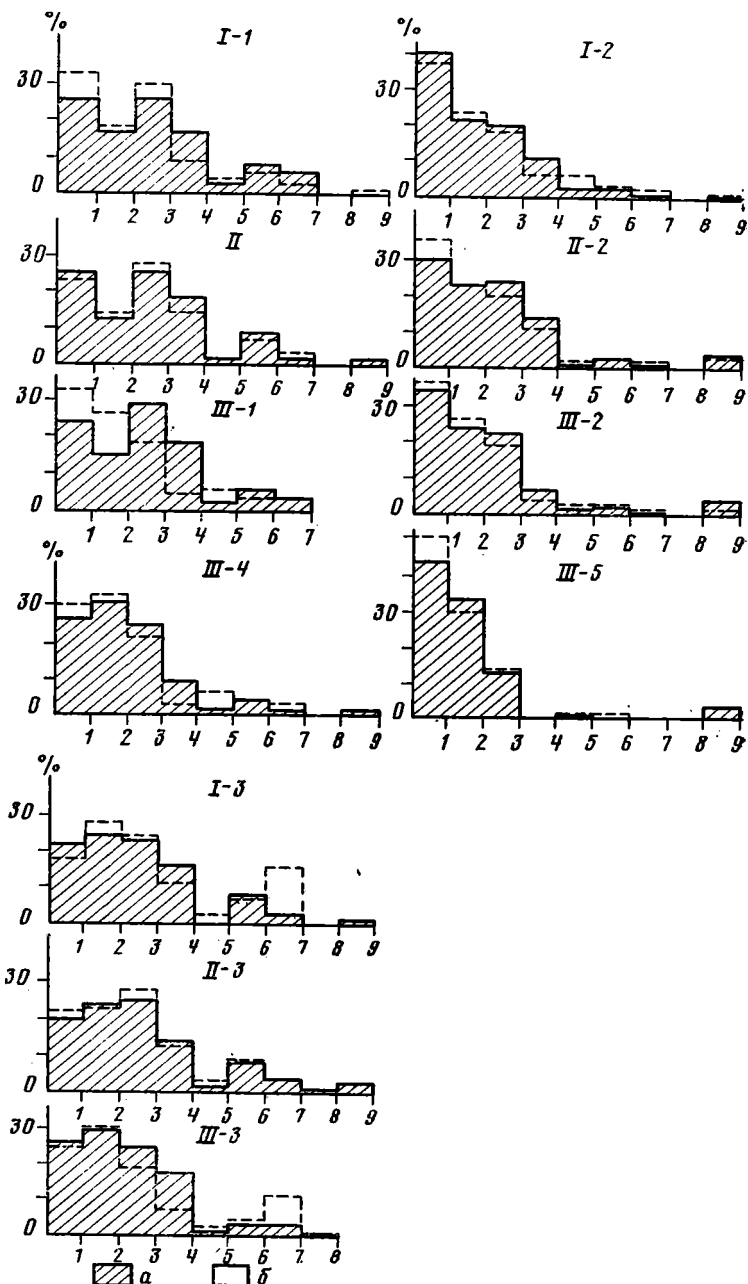
Этот тип граувакк наиболее распространен. Породы такого состава присутствуют во всех литолого-фациальных комплексах, они представлены мелкозернистыми песчаниками и крупно-, мелкозернистыми алевролитами. Средний состав породообразующих компонентов этих граувакк в южных и северных областях распространения описываемых отложений практически одинаков при полном расхождении в составе акцессорных минералов (фиг. 3, см. табл. 2). При сравнении состава граувакк разных литолого-фациальных комплексов (фиг. 4) установлено, что происходит последовательное сокращение количества обломков пород и возрастание содержания минералов при переходе от континентальных отложений к морским. При этом возрастание содержания плагиоклазов происходит интенсивнее, чем возрастание содержания кварца. В алевритовом, морском комплексе содержание плагиоклаза резко возрастает. Наиболее отчетливо описанная закономерность выражена в Южной провинции. В составе полевошпат-кварцевых граувакк постоянно присутствуют аутигенные минералы: хлорит, кварц и титанистые минералы. Цементация в нижних частях разреза обычно пленочно-поровая как в песчаниках, так и в алевролитах. Пленочный цемент сложен, как правило, хлоритом; поры заполнены различными аутигенными минералами. Вверх по разрезу количество цементирующей массы увеличивается, аутигенные минералы постепенно вытесняются полиминеральным глинистым материалом. В верхних частях разреза обломочные зерна уже «плавают» в глинистом цементе.

КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ГРАУВАККИ

Названные породы распространены гораздо меньше, чем полевошпат-кварцевые (см. фиг. 2). В угленосном комплексе этот тип пород представлен только песчаниками. Алевролиты описываемого состава появляются в верхних частях разреза ниже-среднепалеогеновых отложений: в Южной провинции — в прибрежно-морском и морском литолого-фациальных комплексах, в Северной — только в морском. Появление кварц-полевошпатовых граувакк в нижних частях разреза парагенетически связано с повышением содержания обломков основных-средних эффузивов в составе пород (см. табл. 1). К этим же частям разреза приурочены и андезитовые граувакки, а в южных районах и единичные представители полевошпатовых граувакк. В верхних частях разреза кварц-полевошпатовые граувакки присутствуют постоянно, характерна их приуроченность к отложениям морского комплекса.

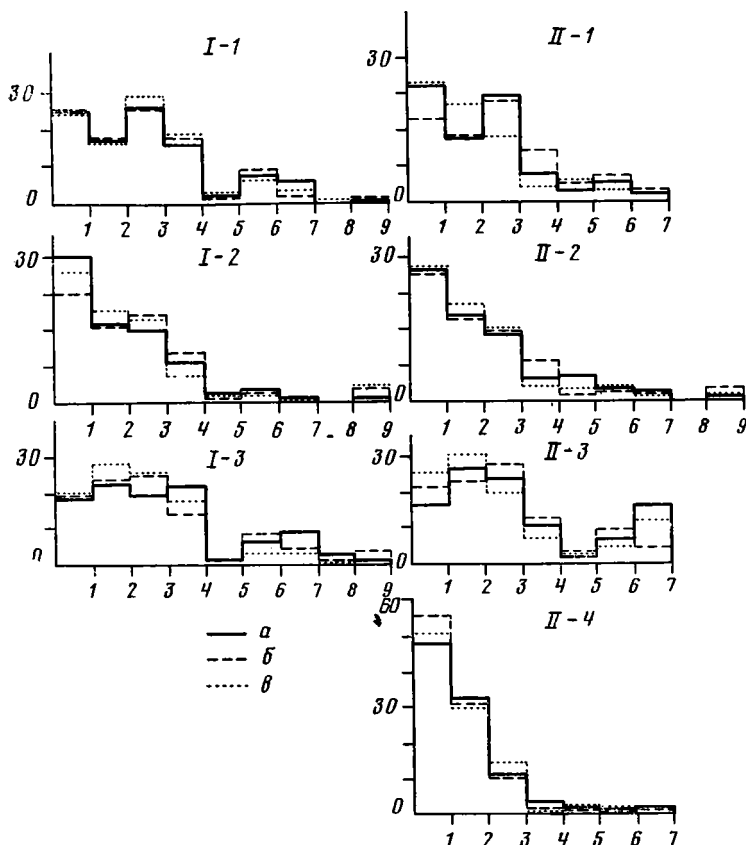
Существование различных областей сноса для северных и южных районов распространения ниже-среднепалеогеновых отложений сказывается на среднем составе породообразующих компонентов граувакк этого типа повышенным содержанием обломков кремнистых пород и сланцев в Южной терригенно-минералогической провинции (см. фиг. 3) и различным составом тяжелой фракции (см. табл. 2).

В виде постоянных аутигенных минералов-примесей в кварц-полевошпатовых граувакках присутствуют титанистые минералы, в разной степени окристаллизованные, и хлорит. Цементация, как и в полевошпат-кварцевых граувакках, пленочно-поровая в нижних частях разреза, базальная в верхних. Увеличение количества цементирующей массы происходит постепенно и сопровождается вытеснением различных аутигенных минералов полиминеральным глинистым материалом. Пленочный цемент обычно хлоритовый, нередко наблюдается конвертообразное заполнение пор. В нижних частях разреза кристаллизуются различные аутигенные минералы.



Фиг. 3. Средний минеральный состав типов граувакк
 а — Северная терригенно-минералогическая провинция; б — Южная терригенно-минералогическая провинция

I — угленосный комплекс; I-1 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,5 мм); I-2 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,01—0,1 мм); I-3 — кварц-полевошпатовые граувакки (0,1—0,5 мм); II — прибрежно-морской комплекс: II-1 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,5 мм); II-2 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,01—0,1 мм); II-3 — кварц-полевошпатовые граувакки (0,1—0,1 мм); III — морской комплекс: III-1 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,5 мм); III-2 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,01—0,1 мм); III-3 — кварц-полевошпатовые граувакки (0,1—0,5 мм); III-4 — кварц-полевошпатовые граувакки (0,01—0,1 мм); III-5 — граувакковые аркозы (0,01—0,1 мм). *Породообразующие компоненты:* 1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — кремнистые породы; 4 — алевриты, аргиллиты; 5 — сланцы; 6 — фельзиты; 7 — андезиты; 8 — калиевые полевые шпаты; 9 — биотит



Фиг. 4. Состав типов граувакк в разных литолого-фациальных комплексах
 I — Северная терригенно-минералогическая провинция: I-1 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,5 мм); I-2 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,01—0,1 мм); I-3 — кварц-полевошпатовые граувакки. II — Южная терригенно-минералогическая провинция: II-1 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,5 мм); II-2 — полевошпат-кварцевые граувакки (0,1—0,1 мм); II-3 — кварц-полевошпатовые граувакки; II-4 — граувакковые аркозы. Отложения: а — угленосного комплекса; б — прибрежно-морского комплекса; в — морского комплекса. Породообразующие компоненты см. фиг. 3

ГРАУВАККОВЫЕ АРКОЗЫ

Породы этого типа присутствуют в незначительном количестве в составе отложений морского комплекса. В южных районах они встречаются чаще, чем в северных. Граувакковые аркозы представлены только мелкозернистыми алевролитами. Характерным признаком минерального состава описываемых пород является повышенное содержание плагиоклаза, представленного преимущественно мелкими угловатыми зернами кислого олигоклаза. Средний состав породообразующих компонентов в Северной и Южной провинциях практически одинаков (см. фиг. 3) при полном расхождении составов аксессуарных минералов (см. табл. 2). Среди аксессуариев в Северной провинции преимущественно распространены циркон, гранат и моноклинный пироксен; в то время как для Южной провинции характерно обогащение тяжелой фракции эпидотом (до 30% от фракции).

Постоянные аутигенные минералы-примеси — лейкоксен, пирит, глауконит. Тип цементации базальный. Цементирующая масса сложена полиминеральным глинистым материалом, иногда в «окнах» — аутигенный минерал монтмориллонитового (?) состава.

Рассматривая причины появления граувакковых аркоз среди граувакк нижнего — среднего палеогена, следует обратить внимание на

сходство состава породообразующих компонентов в разных терригенно-минералогических провинциях при резком расхождении в составе акцессориев. Указанные обстоятельства свидетельствуют об отсутствии существенного влияния состава питающих провинций на вещественный состав формирующихся пород. Второй характерной чертой граувакковых аркоз является их приуроченность к морским отложениям. Эти особенности описываемых пород позволяют говорить, что причиной образования граувакковых аркоз послужила дифференциация грауваккового вещества в морских условиях осадконакопления, равно как и для вышеописанных кварц-полевошпатовых граувакк из отложений прибрежно-морского и морского литолого-фациальных комплексов.

Установлена закономерность в расположении отдельных типов песчано-алевритовых пород в разрезе. Собственно граувакки приурочены к базальным частям разреза и связаны только с нижним, угленосным литолого-фациальным комплексом. Наиболее распространены полевошпат-кварцевые граувакки. Они присутствуют во всех трех литолого-фациальных комплексах. Вверх по разрезу наблюдается обогащение пород этого типа кварцем и плагиоклазами, причем обогащение последними идет заметно опережающими темпами. Результатом этого процесса служит появление в прибрежно-морских и морских отложениях кварц-полевошпатовых граувакк. В морском литолого-фациальном комплексе присутствуют также граувакковые аркозы. Полное сходство состава породообразующих компонентов этих пород при достаточно отчетливом расхождении в составе акцессорных минералов в разных терригенно-минералогических провинциях не позволяет рассматривать эти породы как продукт появления дополнительного, «аркозового» источника сноса. По-видимому, их появление в составе пород морского литолого-фациального комплекса является результатом того же последовательного обогащения осадков плагиоклазами.

Учитывая вышеизложенное, можно говорить, что в процессе развития прогиба влияние областей сноса все более сглаживалось, параллельно повышалась роль условий осадконакопления. Максимально она проявилась при накоплении морских осадков. Происходившая при этом дифференциация грауваккового вещества выразилась в последовательном обогащении пород обломками минералов и сокращении количества обломков пород, возрастания содержания плагиоклазов и смене их видового состава. На классификационной диаграмме этот процесс выражается постепенным отрывом от «собственно грауваккового» угла треугольника и разворачиванием частных полей литолого-фациальных комплексов к полевошпатовой стороне. Наиболее выразительны различия в составе самых мелкозернистых пород отдельных литолого-фациальных комплексов (см. фиг. 2). Максимально обогащены кварцем мелкозернистые алевриты угленосного литолого-фациального комплекса. В составе таких же пород прибрежно-морского литолого-фациального комплекса содержание кварца несколько меньше, а количество плагиоклаза повышено. Наиболее обогащены плагиоклазом мелкозернистые алевриты морского литолого-фациального комплекса, располагающиеся на классификационной диаграмме в поле граувакковых аркоз. Механизм этого процесса, по-видимому, может быть объяснен с помощью установленной Н. М. Страховым (1963) закономерности распределения кластических минералов в конечных водоемах стока в условиях гумидного климата.

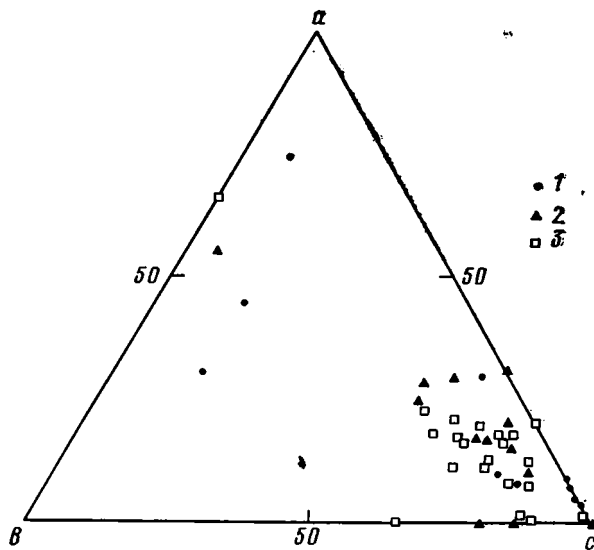
ВЫВОДЫ

Осадконакопление в Западно-Сахалинском палеогеновом прогибе характеризовалось следующими чертами.

1. Только в базальных частях палеогеновых отложений вещественный состав их полностью зависит от состава питающих провинций. Этим

обстоятельством объясняется большая пестрота в составе пород и большой разброс фигуративных точек на классификационной диаграмме для отложений литолого-фациального комплекса.

2. В процессе развития прогиба влияние областей сноса все более сглаживается, хотя и проявляется достаточно четко в составе акцессорных минералов и в видовых различиях отдельных породообразующих



Фиг. 5. Состав плагиоклазов в ниже-среднепалеогеновых отложениях

a — альбит — кислый олигоклаз (ниже № 20); *b* — лабрадор, анортит; *c* — основной олигоклаз, андезин (выше № 20). Отложения: 1 — угленосный комплекс, 2 — прибрежно-морской комплекс, 3 — морской комплекс

компонентов. Параллельно повышается роль условий осадконакопления. Максимально она проявляется при накоплении морских осадков. Влияние условий осадконакопления выражается не только в возрастании содержания плагиоклазов вверх по разрезу трансгрессивно построенных отложений, но и в смене видового состава полевых шпатов в том же направлении (фиг. 5).

3. На примере палеогеновых граувакк о. Сахалина устанавливается *эволюционный ряд граувакк*: собственно граувакки — полевошпат-кварцевые граувакки — кварц-полевошпатовые граувакки — граувакковые аркозы, характеризующий направление развития грауваккового вещества в процессе трансгрессивного заполнения седиментационного бассейна. Очевидно, установленный эволюционный ряд будет иметь место и при накоплении осадков в других прогибах, аналогичных Западно-Сахалинскому, в условиях гумидного климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Маргулис Е. А. Зональность распределения обломочного материала в породах палеогенового комплекса о. Сахалина. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 31. Владивосток, 1974.
 Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
 Шутов В. Д., Граувакки. Тр. ГИН АН СССР, вып. 238. М., «Наука», 1972.

УДК 552.313.8 : 551.735.1 (571.56)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТУФОВ В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДА ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А. В. ВАН, К. Е. КОЛОДЕЗНИКОВ

Описываются различные типы туфов, залегающих в красноцветных отложениях среднепалеозойского возраста. Выделены альцимизированные, гейландитизированные, монтмориллонитизированные, палыгорскитизированные, адуляризированные и другие туфы. Объем пеплового материала, накопившегося только в раннекаменноугольное время, составляет около 22% от объема всей толщи осадков, сформировавшихся в эту эпоху. В двух соседних впадинах — Кемпендйской и Ыгыаттанской — залегают туфы разного состава: в первой — липарито-дацитового, а во второй — трахитового и андезитотрахитового. Предполагается, что вулканические центры в раннекаменноугольное время находились в пределах развития Кемпендйского глубинного разлома и на Сунтарском поднятии. По степени постседиментационных преобразований девон-раннекаменноугольные отложения соответствуют гейландит-альцимимовой фации стадии начального эпигенеза.

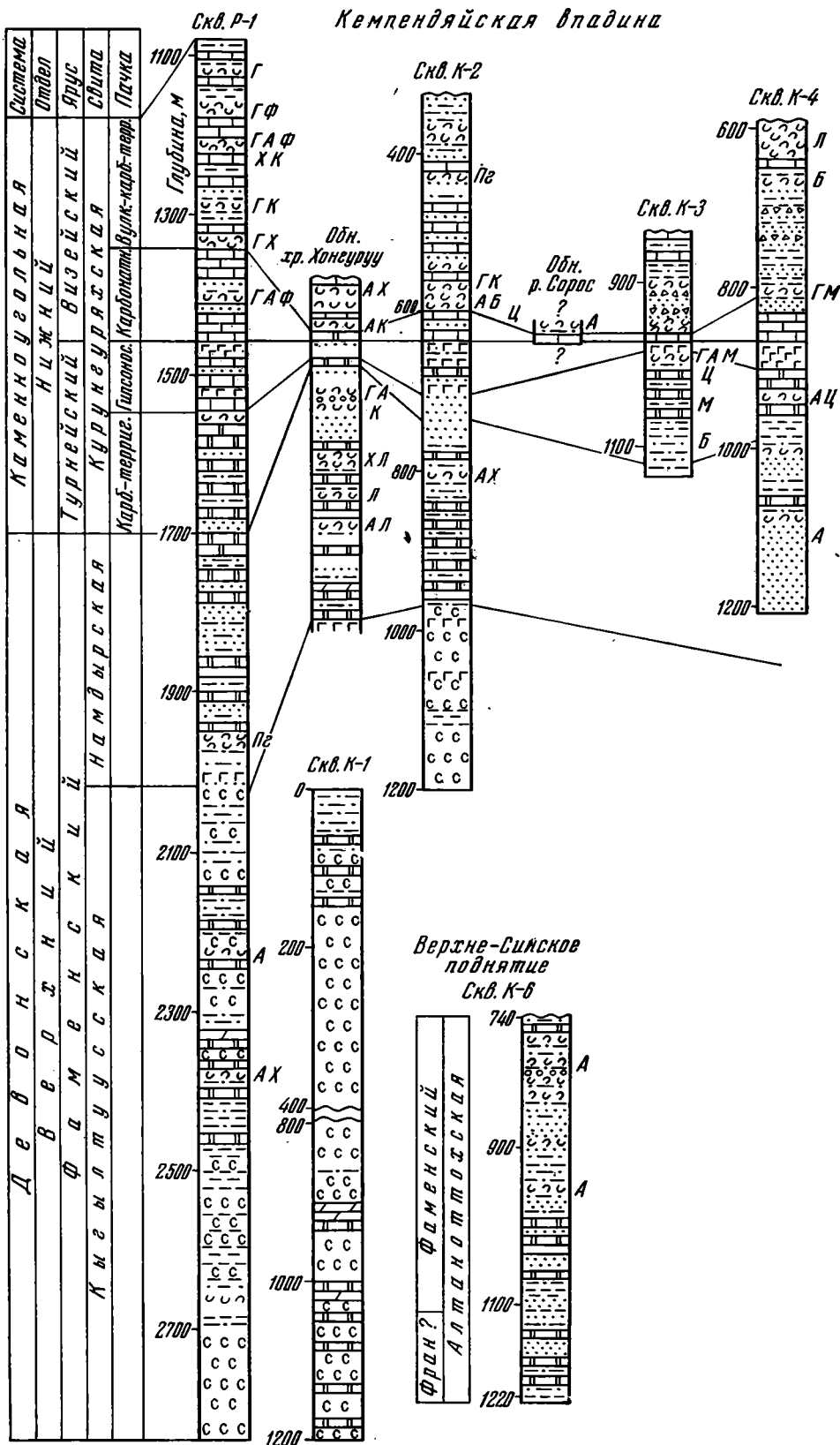
В девонских отложениях западной части Вилюйской синеклизы пепловые породы впервые были обнаружены Н. М. Чумаковым и Е. А. Нечаевой (1956). Позднее описание среднепалеозойских туфов было сделано в работах Н. М. Чумакова (1959), Г. С. Фрадкина (1967) и В. Л. Масайтиса и др. (1975), в которых приводилась только общая характеристика пирокластических пород. Детальных минералогических исследований и в особенности постседиментационных изменений туфов никем не проводилось.

Подробное микроскопическое изучение шлифов пепловых пород, дополненное рентгенографическими и химическими анализами, позволило нам выделить широкий спектр минералогических типов туфов среди полифациальных отложений девон-раннекаменноугольного возраста.

Рассматриваемые нами среднепалеозойские красноцветные терригенно-хемогенные и вулканогенные отложения на западе Вилюйской синеклизы распространены в пределах Кемпендйской и Ыгыаттанской впадин и Верхне-Синского поднятия (фиг. 1 и 5). На территории Кемпендйской впадины они подразделяются на кыгылтуусскую, намдырскую и курунгурахскую свиты (фиг. 1).

Кыгылтуусская свита состоит из пластов каменной соли мощностью от 2,5 до 240 м, разделенных пачками переслаивания красноцветных алевролитов, аргиллитов, ангидритов и доломитов. Подчиненное положение занимают прослои песчаников, мергелей, туфов и туффитов. Примесь пеплового материала отмечается почти по всему разрезу, но наибольшее его скопление наблюдается в средней части свиты, где насчитывается восемь прослоев туфов суммарной мощностью около 8 м. Вскрытая мощность свиты 800 м.

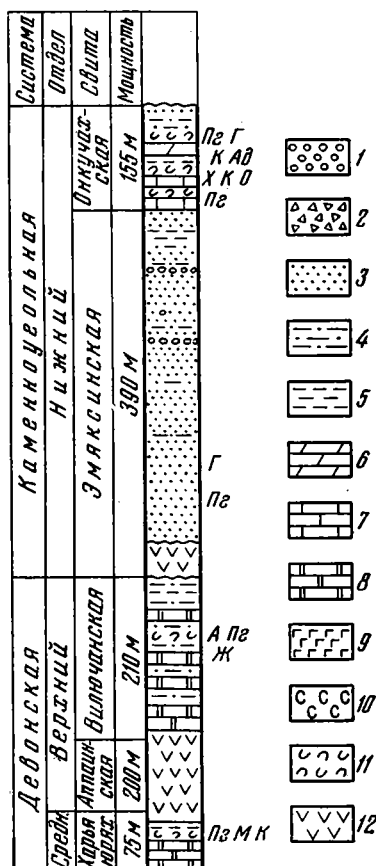
Надсолевая красноцветная намдырская свита сложена песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями доломитов, гипсов, ангидритов и



Фиг. 1. Опорные разрезы девон-нижекаменноугольных отложений запада Виллюйской синеклизы

1 — конгломераты, 2 — брекчии, 3 — песчаники (в Ыгыаттанской впадине пески и слабосцементированные песчаники), 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты, 6 — мергели, 7 — известняки, 8 — доломиты, 9 — гипсы и ангидриты, 10 — каменные соли, 11 — пепловые туфы, 12 — покровы базальтов

Вторичная минерализация: А — анальцим, Г — гейландит, М — монтмориллонит, Пг — палыгорскит, Х — хлорит, К — кальцит, Ад — адуляр, О — окремнение, Ф — флюорит, Л — лейкоксен, Ж — ожелезнение, Б — барит, Ц — целестин



туфов. Общая мощность 19 туфовых прослоев, вскрытых в обнажении на хребте Хонгуруу, составляет около 24 м. Пепловый материал в виде примеси и очень тонких слойков (до 1 см) встречается почти во всех типах пород. Мощность свиты до 300 м.

Сероцветная курунгурияхская свита по литологическим признакам делится на четыре пачки (фиг. 1). Она состоит из переслаивания алевролитов, аргиллитов, строматолитовых известняков и песчаников с подчиненными прослоями пепловых туфов, ангидритов, гипсов, доломитов и брекчий. Пепловый материал рассеян довольно равномерно по всему разрезу свиты. В наиболее полных разрезах насчитывается до 18 прослоев туфов и туффитов, в числе которых два мощных — до 50 м. Суммарная мощность их по свите превышает 120 м. Мощность свиты 100—530 м.

В пределах Ыгыаттанской впадины среднепалеозойские отложения расчленяются на харья-юряхскую, аппаинскую, виллючанскую, эмьаксинскую и онкучахскую свиты (фиг. 1).

Харья-юряхская свита сложена красно-бурыми и зеленовато-серыми глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами и органогенно-детритовыми известняками с маломощными (до 0,1 м) редкими прослоями туфов. Мощность свиты до 75 м.

Аппаинская свита состоит из покровов гиалобазальтов и палагонитовых базальтов, местами переслоенных песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфоалевролитов, туфопесча-

ников, агломератовых туффов и маломощными пропластками известняков и пепловых туфов. Мощность свиты 30—200 м.

Вилучанская свита по литологическим признакам делится на две части. Нижняя, красноцветная часть состоит из переслаивания доломитов и алевролитов с линзами и прослоями гипсов. Верхняя, сероцветная, сложена доломитами, алевролитами и аргиллитами. По всему разрезу свиты встречаются маломощные (до 0,1 м) прослои пепловых туфов. Мощность свиты до 210 м.

Эмяксинская свита сложена зеленовато-серыми и серыми мелко- и среднезернистыми песками с маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов и внутриформационных конгломератов. В нижней половине свиты имеется покров порфировых плагиобазальтов. По всему изученному разрезу обнаружено только два тонких (до 0,05 м) прослоя туфов. Мощность свиты до 390 м.

Онкучахская свита состоит из переслаивания доломитов, мергелей, аргиллитов, песчаников, строматолитовых известняков, калькаренитов и пепловых туфов. В изученных разрезах свиты насчитывается пять уровней, обогащенных пепловым материалом. Наибольшая мощность туфовых прослоев 0,8 м. Мощность свиты более 155 м.

На территории Верхне-Синского поднятия девонская алтаноттохская свита сложена красноцветными загипсованными алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и доломитов. Единичные прослои пепловых туфов имеют мощность до 0,1 м. Вскрытая мощность свиты около 500 м.

Как видно из описания свит, пирокластический материал распространен по всему девон-нижекаменноугольному разрезу Кемпендйской и Ыгыаттанской впадин и Верхне-Синского поднятия. Наиболее широко он развит в нижекаменноугольных отложениях.

Пирокластические породы Кемпендйской впадины и Верхне-Синского поднятия представлены преимущественно пепловыми туфами с размерами частиц от 0,5 до 0,1 мм и менее. Они имеют голубовато- и зеленовато-серую, реже оранжевую, желтоватую и красновато-бурую окраску, а также плитчатое строение. Текстура обычно тонкослоистая. Структура туфов витрокластическая, кристалло-витрокластическая и в меньшей степени витрокристаллокластическая.

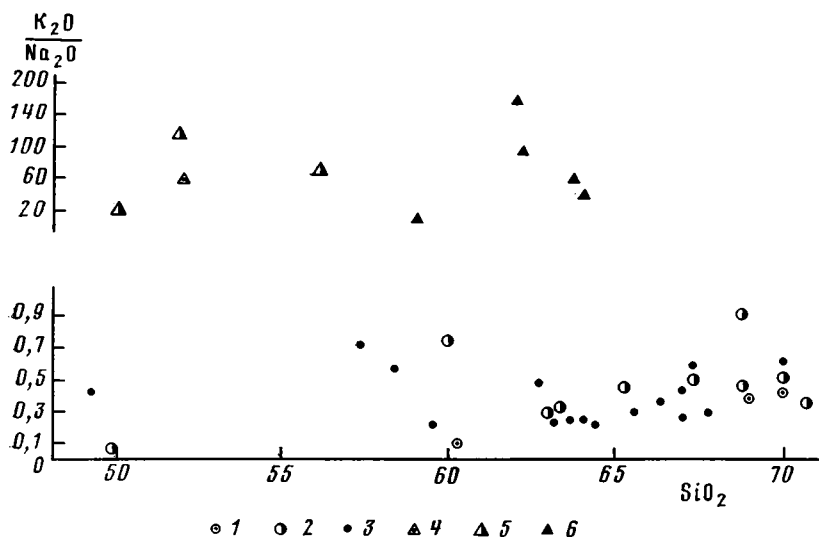
Вулканическое стекло бесцветное, желтоватое, разнообразной рогульчатой, вытянутой трубчатой, нитевидной, реже шаровидной и каплеобразной формы, среди которых встречаются небольшие обломки пемзы. Показатель преломления стекла $= 1,483—1,493 \pm 0,002$. Большей частью стекло раскристаллизовано и замещено минеральными новообразованиями.

Кристаллокластический материал состоит в основном из кварца, кислых, реже средних плагиоклазов (альбит, олигоклаз, андезин), калиевых полевых шпатов. Встречаются обломки фельзитов и пластинки биотита. Максимальное количество кристаллокластов отмечается в псаммитовых туфах центральной части Кемпендйской впадины. Связующая масса пород образована тонкой вулканической пылью, которая в различной степени замещена глинистыми минералами. По данным рентгеноструктурных анализов (определения Г. В. Ивсен, ЯФ СО АН СССР), глинистая составляющая пепловых туфов представлена натриевым монтмориллонитом с примесью гидрослюда и хлорита. По составу вулканического пепла туфы Кемпендйской впадины определяются как производные кислой магмы липарито-дацитового состава.

Туфы Ыгыаттанской впадины отличаются от туфов Кемпендйской впадины более тонким гранулометрическим составом и присутствием большого количества обломков калиевого полевого шпата. Помимо описанных выше форм стекла встречаются также чечевицеобразные и сегментарные частицы с обильными включениями мельчайших газовых

пузырьков. Глинистое вещество, входящее в состав цемента, по данным рентгеноструктурных исследований состоит из палыгорскита, палыгорскита с примесью гидрослюда и иногда монтмориллонита.

Кристаллокластика представлена кварцем, калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз, микроклин, санидин (?), плагиоклазами (олигоклаз, андезин) и биотитом. Встречаются единичные обломки эффузивов.



Фиг. 2. Диаграмма соотношений $\frac{K_2O}{Na_2O}/SiO_2$ в пепловых туфах девон-нижнекаменноугольных отложений запада Вилюйской синеклизы
Кемпендяйская впадина: 1 — туфы кыгылтуусской свиты, 2 — туфы намдырской свиты, 3 — туфы курунгурахской свиты. *Ыгыаттанская впадина*: 4 — туфы харья-юряхской свиты, 5 — туфы вилючанской свиты, 6 — туфы онкучахской свиты. Часть анализов заимствована из работ Г. С. Фрадкина (1967) и Н. М. Чумакова (1959)

Химический состав туфов Ыгыаттанской впадины в отличие от туфов Кемпендяйской характеризуется резко увеличенным содержанием K_2O и уменьшенным значением Na_2O (фиг. 2, таблица). Приведенные сведения свидетельствуют о существенно щелочном составе туфов Ыгыаттанской впадины, соответствующих трахитам и трахи-андезитам.

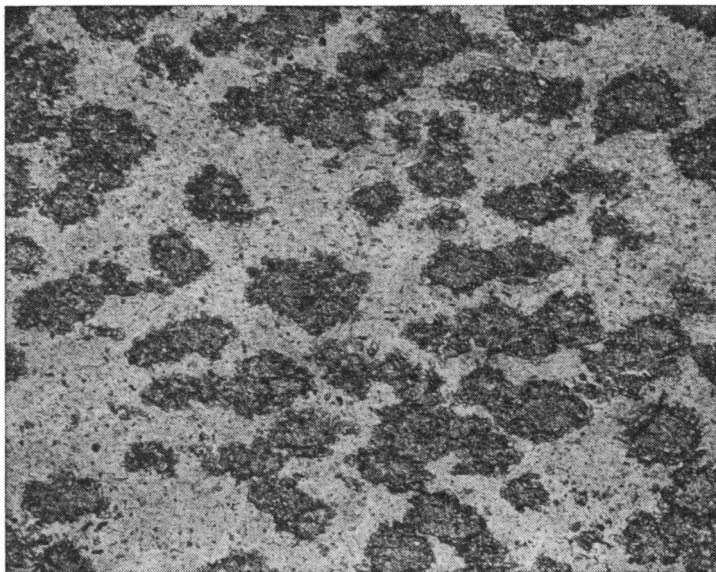
По характеру вторичной минерализации среди туфов среднего палеозоя западной окраины Вилюйской синеклизы выделяются следующие разновидности: анальцимизированные, гейландитизированные, адуляризированные, палыгорскитизированные, монтмориллонитизированные, хлоритизированные, кальцитизированные, кремненные, флюоритизированные, ожелезненные и лейкоксенизированные.

Анальцимизированные туфы встречаются по всему разрезу среднего палеозоя Кемпендяйской впадины, но наиболее распространены они в нижней красноватой сульфатоносной половине разреза. В сероцветной курунгурахской свите анальцим появляется только в тех горизонтах, отложения которых сформировались в условиях повышенной солености, что подтверждается постоянным присутствием в породах гипса и доломита. Подобные туфы встречаются в разрезах кыгылтуусской свиты Верхне-Синского поднятия и редко — в разрезе вилючанской свиты Ыгыаттанской впадины. Они окрашены в зеленовато-серые, желтовато-серые и реже красновато-бурые цвета, иногда со светлой крапчатостью.

Химический состав витрокластических туфов, вес. %

№ образца	Возраст	Свита	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	Сумма
<i>Кемпендйская впадина</i>																	
К-6-16	D ₃	Қығылтууская	Скв. К-6, гл. 816,3 м	63,04	Не обн.	13,47	0,50	0,15	3,61	6,03	6,60	0,59	0,15	1,05	5,55	Не обн.	99,69
К-2-419	D ₃	Намдырская	Скв. К-2, гл. 804 м	68,80	»	12,22	0,34	0,17	1,81	1,09	6,74	3,06	0,14	3,85	—	»	99,85
К-4-227	D ₃	»	Скв. К-4, гл. 1005 м	71,85	0,9	9,56	1,64	0,68	3,44	1,69	4,34	1,51	0,07	0,62	3,26	1,24	99,49
К-4-155	C ₁	Курунгурахская	Скв. К-4, гл. 808,2 м	66,98	0,08	14,45	3,06	0,38	4,34	1,79	2,98	1,26	0,07	1,06	4,46	Не обн.	99,85
К-2-161	C ₁	»	Скв. К-2, гл. 564 м	64,32	0,04	16,30	0,25	0,17	1,18	1,62	6,58	1,44	0,14	1,05	8,10	»	100,14
К-3-264	C ₂	»	Скв. К-3, гл. 1002 м	59,57	0,02	16,48	2,33	0,69	3,02	0,36	8,61	1,8	0,07	1,00	6,84	»	99,79
<i>Ыгыттанская впадина</i>																	
М-1-38	D ₂	Харья-юряхская	р. Марха, у устья руч. Харья-Юрях	52,07	0,33	10,96	3,82	0,17	5,60	6,60	0,16	9,70	0,14	1,00	2,19	8,80	100,60
Вл-69	C ₁	Онкучахская	руч. Виллюйчан, в 2,3 км ниже устья														
319	C ₁	»	руч. Атыыр-Юрюй р. Виллюй, у устья	62,27	0,03	15,83	1,85	0,25	3,39	0,49	0,15	12,88	0,07	1,01	2,36	Не обн.	99,57
			руч. Онкучах	63,78	0,02	16,38	0,55	0,17	2,07	0,49	0,22	13,36	0,07	1,01	2,76	»	99,85
Вл-37	C ₁	»	руч. Виллюйчан, в 1,6 км выше устья														
			руч. Улахан-Таала-Юрях	64,02	0,27	15,78	0,74	0,14	1,82	0,71	0,30	13,94	0,07	0,98	2,32	»	100,11

Примечание. Анализы выполнены в ИГ ЯФ СО АН СССР Н. Л. Гомзяковой.



Фиг. 3. Туф анальцимизированный кряпчатый, $\times 30$, без анализатора. Скв. К-2, намдырская свита, D_3

По внешнему облику — это аргиллито- и алевролитоподобные породы. Основная масса породы (до 50—70%) сложена изотропным веществом с реликтовой пепловой структурой. Частицы вулканического стекла и мелкие обломки пемзы замещены анальцимом. В центре крупных анальцимизированных обломков изредка находятся шестоватые агрегаты гейландита, отличающиеся буроватой окраской и проявлением двупреломления. Вокруг измененных пепловых фрагментов наблюдаются кристификационные оторочки, состоящие из мелких чешуек монтмориллонита или хлорита. Промежутки между пепловыми частицами выполнены более тонкодисперсными агрегатами этих же минералов и нередко гипсом, доломитом или кальцитом. В нижней половине разреза среди глинистых составляющих туфов появляется гидрослюда, а совместно с гипсом встречается ангидрит.

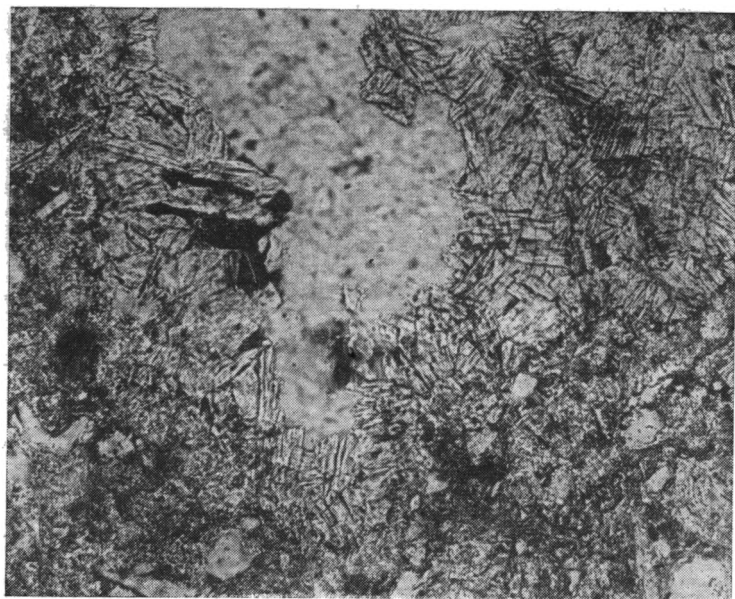
Более раскристаллизованные участки пород и микрожеоды характеризуются присутствием идиоморфных кристаллов или глобулярным строением. В микрожеодах кристаллы анальцима обрастают стенки полостей, центральные части которых заняты карбонатами или сульфатами.

Кристаллы анальцима бесцветны, имеют $N=1,482—1,485$ и субгексагональную или трапецидальную формы. Нередко анальцим образует выделения неправильной формы среди тонкой разложенной пепловой массы, которые и проявляются в виде кряпчатости (фиг. 3). Иногда в рассматриваемых туфах встречаются скопления ратовкита в виде точечных включений фиолетового цвета, рассеянных в промежутках между анальцимизированными частицами. Нахождение ратовкита в туфах указывает на связь его образования с продуктами разложения пирокластического материала. Фтор, участвующий в синтезе ратовкита, накоплен, по-видимому, за счет десорбции с поверхности пепловых частиц. Значительно реже встречаются поровые выделения барита и целестина, которые постоянно ассоциируют с гипсом или ангидридом.

Количество кристаллокластического материала, представленного осколками кварца и полевых шпатов, варьирует в широких пределах. Плагноклазы преимущественно кислого состава и имеют форму непра-

вильных ступенчатых табличек и удлиненных прямоугольников, часто с трещинками спайности поперек удлинения. Встречаются идиоморфные кристаллы ортоклаза и их обломки, а также обломочные зерна микроклина и гидратизированные пластинки биотита.

Гейландитизированные туфы также широко распространены в среднепалеозойских отложениях Кемпендяйской и Бигыатганской впадин, но в нижней соленосной половине разреза они не встречаются. Эти туфы представлены разнообразными типами пепловых пород — от витрокла-



Фиг. 4. Гейландитовая микрожеода в пепловой массе, $\times 180$, без анализатора. Скв. Р-1, курунгурияхская свита, C_1

стических до витрокристаллокластических и окрашены в разные тона серого цвета, иногда с зеленоватыми, желтоватыми и розоватыми оттенками. Гейландит образует псевдоморфозу по вулканическому стеклу, и только в порах он наблюдается в виде щеток идиоморфных кристаллов таблитчатых и призматических форм (фиг. 4). Показатели преломления гейландита: 1,498 и 1,492. Присутствие гейландита подтверждено также рентгеноструктурным анализом.

Гейландитизированное стекло выделяется буровой окраской за счет адсорбированных на его поверхности гидроокислов железа. При значительном развитии процессов гейландитизации порода принимает петельчатую структуру с обособленными участками, не замещенными гейландитом. Нередко последний образует ядра микростяжений, оболочками которых служит халцедон. Иногда совместно с гейландитом встречается десмин. Промежутки между частичками вулканического стекла заполнены почти изотропной тонкой вулканической пылью, частично представленной тонкими чешуйками монтмориллонита или хлорита, иногда с рассеянными зернами кальцита. Изредка в цементе встречаются скопления рауволита.

Кристаллокластический материал, состоящий из осколков кварца, полевых шпатов и редких листочков слюды, признаков замещения гейландитом не обнаруживает.

С глубиной погружения пород отмечается замещение гейландита анальцимом, что проявляется в возникновении зерен анальцима, сохра-

жившего призматически-шестоватый облик кристаллов, характерных для гейландита в этих разрезах. Такое замещение наиболее четко выражено в карбонатно-терригенной пачке курунгурахской свиты.

Адуляризованные туфы описаны нами в онкучахской свите Ыгыттанской впадины. Они представлены в основном мелкообломочными (алевритовыми) витрокластическими туфами с незначительной примесью кристаллокластического материала. Эти туфы окрашены большей частью в зеленовато-серый цвет, имеют плотное строение и раковистый излом. Основная масса породы сложена почти изотропным мелкопузыристым стеклом, сцементированным тонкочешуйчатым глинистым веществом с микролинзами и гнездами тонко- и мелкозернистого адуляра. Фрагменты стекла характеризуются чечевицеобразными, угловатыми и палочкообразными формами.

Кристаллокластика, состоящая из редких обломков кварца, калишпатов, кислых и средних плагиоклазов, а также пластинок биотита, распределена неравномерно по породе, формируя местами сгущения. Обломки калиевых полевых шпатов покрыты бурой пылью окислов железа. Многие зерна (по-видимому, санидин) гранулированы и имеют мелкозернистое агрегатное строение. Они часто имеют идиоморфные очертания таблитчатых кристаллов, редко со следами растворения. Нередко новообразованный адуляр образует в порах микродрозы. Рентгенографическое исследование глинистого вещества в адуляризованных туфах показало присутствие палыгорскита. Тщательным изучением вещественного состава этих туфов установлено, что процессу адуляризации подверглись только туфы трахитового и трахиандезитового состава, т. е. произошло замещение тех пород, которые изначально содержали достаточный резерв калия для образования адуляра.

Палыгорскитизированные туфы встречены по всему разрезу среднего палеозоя Ыгыттанской впадины и в отложениях курунгурахской и намдырской свит Кемпендяйской впадины. Они представлены кристалло-витрокластическими разностями и образованы главным образом низкополяризующим, почти изотропным веществом с пепловой структурой, разбитым на комочки неправильной формы прожилками, напоминающими микростилолитовые швы и сложенными слабодвупреломляющим глинистым минералом тонковолокнистого строения. Стекло полностью девитрифицировано в пелитоморфную массу. Отмученный глинистый материал сложен целиком палыгорскитом (определения Г. В. Ивенсен, ЯФ СО АН СССР). Среди основной массы породы видны спутанные и искривленные нитевидные контуры разложенного стекла типа «волос Пеле». По всей этой массе рассеяны редкие, песчано-алевритовых размерностей кристаллокласты и микрожеоды халцедона до 3—5 мм в диаметре.

Кристаллокластический материал состоит из кварца, калишпатов, плагиоклазов и единичных обломков фельзитов, кварцитов и алевролитов. В качестве аксессуаров присутствуют пластинки биотита, округлые зерна циркона, иголки рутила. Встречаются скопления лейкоксена, развитого по разложенным титанистым минералам. Кварц осколчатый, угловатый, таблитчатый, иногда с вогнутостями. Среди калиевых полевых шпатов встречаются микроклин ромбовидной и таблитчатой формы и ортоклаз в виде идиоморфных удлиненных призм. Плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом, имеет неправильную форму, часто оплавленную и с глубокими «заливами». Длинная сторона обломков плагиоклаза большей частью ориентирована поперек полисинтетических двойников.

Монтмориллонитизированные туфы обнаружены в харья-юряхской и курунгурахской свитах и представляют собой аргиллитоподобные породы с белесоватой и голубовато-серой окраской. Основная масса породы сложена монтмориллонитизированным вулканическим стеклом.

Монтмориллонит тонкочешуйчатый в центральных частях замещенных обломков и тонковолокнистый по краям с более высоким двупреломлением. При незначительном содержании кристаллокластического материала и при полном разложении стекловатых частиц монтмориллонизированные туфы переходят в туфогенные аргиллиты, отличающиеся однородным строением и спутанно-волокнистой структурой глинистого вещества. Первичная пепловая структура частично или полностью утрачивается. В туфогенных аргиллитах отмечается значительное увеличение роли гидрослюд, что обусловлено, по-видимому, эпигенетической трансформацией монтмориллонита. Возможно, поэтому эти аргиллиты характеризуются повышенной кремнистостью за счет SiO_2 , освобожденной при переходе монтмориллонита в гидрослуду.

Хлоритизированные туфы встречаются в отложениях обеих впадин. Они представлены зеленовато-серыми кристалло-витрокластическими разновидностями, всегда в разной степени известковистыми. Мелкообломочное (алевритовое и мелкопсаммитовое) вулканическое стекло большей частью замещено хлоритом и сцементировано карбонатно-кремнистым веществом. Тонкочешуйчатый хлорит образует псевдоморфозу по стекловатым частицам самой разнообразной (рогульчатой, трубчатой, волосовидной) формы, и только участками отмечается слияние хлоритизированных пепловых фрагментов в сплошную бесформенную массу. Местами в породе наблюдаются крупные (10—15 мм) выделения халцедона неправильной формы.

Кристаллокластический материал состоит из резко остроугольных, угловатых и полуокруглых зерен кварца и таблитчатых обломков полевых шпатов. Часто встречаются гидратированные пластинки биотита.

Кальцитизированные туфы широко распространены. Большой частью это мелкообломочные витрокластические и кристалло-витрокластические туфы серого с различными оттенками цвета. Главная составляющая породы состоит из кальцитизированных волосовидных, рогульчатых, каплеобразных и шарообразных частичек стекла. Последние часто окаймлены тонкой пленкой глинистого вещества, подчеркивающего первоначальный контур витрического фрагмента. Процесс кальцитизации проявляется в породе или пятнами неправильной формы, или равномерно распределен по всей породе. Совместно с кальцитизированными пепловыми фрагментами нередко встречаются анальцимизированные, гейландитизированные и в единичных случаях хлоритизированные частицы стекла.

Кристаллокластические обломки (кварц, полевые шпаты) часто корродированы кальцитом, и только плагиоклазы иногда замещены им полностью.

Окремненные туфы сложены преимущественно витрокластическим материалом с примесью мелкоалевритовых осколков кварца и полевых шпатов. Тонкая стекловатая масса замещена криптокристаллическим кремнистым веществом с нечетко выраженным комковатым строением. Участками встречаются линзочки или гнезда (до 5 мм и более в длину) неправильной формы со скоплениями более крупных зерен кварца и лучистых выделений халцедона. По включенным в основную массу крупным обломкам стекла иногда развивается хлорит. В окремненных туфах карбонаты присутствуют в виде рассеянных вкраплений или же занимают центральные части кварцевых и халцедоновых стяжений.

Пирокластический кварц и полевые шпаты имеют характерную для пепловых частиц остроугольную и таблитчатую форму, реже — форму правильных кристаллов. Встречаются мелкие листочки биотита.

Флюоритизированные туфы встречаются только в курунгурахской свите. Они представляют собой алевролитоподобные породы зеленовато-серого цвета с пятнами и разводами фиолетового. Преимущественно это витро-кристаллокластические разности пепловых пород. Минеральные

обломки состоят из кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и редких пластинок биотита. Вулканическое стекло большей частью раскристаллизовано и замещено гейландитом, иногда анальцимом или десмином. Отмечается постоянное присутствие в этих туфах мелко- и тонкозернистых карбонатов. Флюорит представлен пелитоморфной разновидностью — ратовкидом, находящимся в смеси с глинистым или пелитоморфным карбонатным материалом цемента. Скопления ратовкита наблюдаются в породах в виде неправильной формы выделений фиолетового цвета, внутри которых нередко встречаются сростки кристаллов гейландита. Иногда ратовкит отмечается в карбонатно-кремнистых стяжениях, развитых во флюоритизированных туфах, образуя концентрические оболочки.

Ожелезненные туфы распространены ограниченно и описаны только в вилучанской свите. По составу это железисто-кремнистая порода, сформировавшаяся по витрокластическому туфу. Вулканическое стекло замещено низкополяризующим кремнистым веществом с микрофельзитовой структурой. Вся кремнистая масса пропитана мельчайшими сгустками гидроокислов железа, чем и обусловлена красновато-бурая окраска породы. Среди основной криптокристаллической массы рассеяны тонкий слюдитый детрит, мелкоалевритовые осколки кварца и полевых шпатов. Участками порода характеризуется слабо выраженной комковатой структурой.

Лейкоксенизированные туфы развиты в рассматриваемых нами отложениях Кемпендзяйской впадины. Они представлены витрокристаллокластическими разностями пепловых пород. Среди преобладающих в породе кристаллокластов встречаются сгустки и точечные выделения лейкоксена. Вокруг многих обломков наблюдается «лейкоксеновая рубашка». Процесс лейкоксенизации в слабой степени и в локальном проявлении отмечается также в других типах туфов.

Как видно из описанных выше минералогических типов туфов, некоторые из них связаны взаимопереходами и различаются только по преобладающему развитию одного из процессов вторичного минералообразования.

Помимо собственно туфов в среднепалеозойских отложениях Кемпендзяйской и Ыгыаттанской впадин широко распространены смешанные вулканогенно-осадочные породы. Все описанные туфы имеют соответствующие туфитовые аналоги, которые характеризуются значительной примесью экзогенного материала — терригенного и хемогенного (карбонаты, сульфаты, соли). В качестве второстепенных компонентов пепловый материал обнаружен на многих уровнях разреза среднего палеозоя. По приблизительному подсчету, в наиболее пеплонасыщенных разрезах курунгурахской свиты только туфы составляют около 22% от мощности свиты.

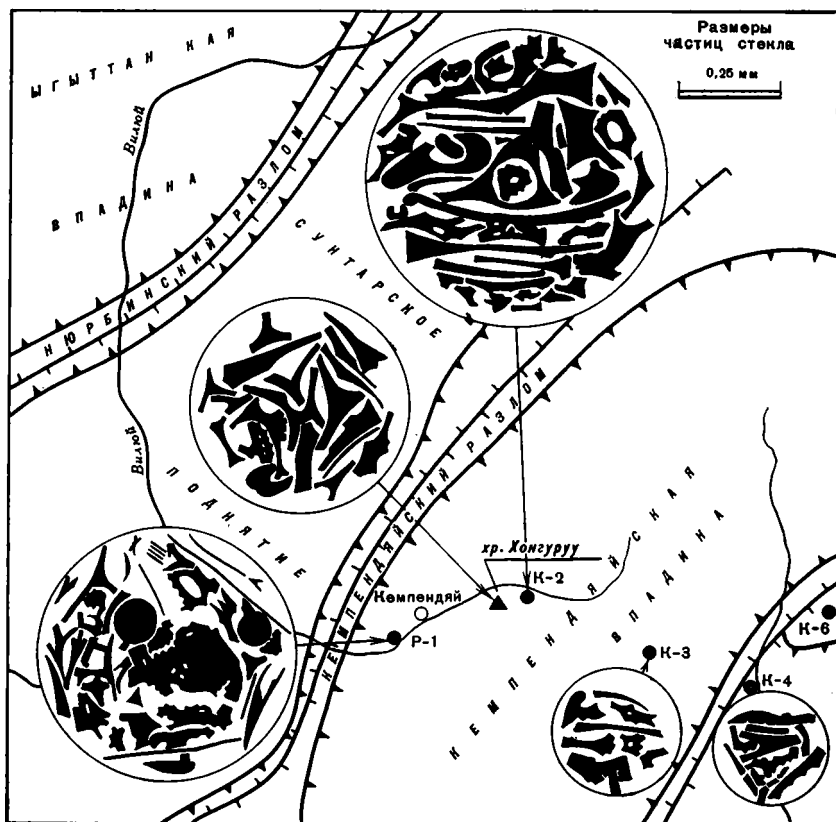
Распределение мощностей туфовых горизонтов по площади хорошо согласуется с гранулометрическим составом пеплового материала. К разрезам с наибольшей крупностью пепловых фрагментов приурочены максимальные мощности пепловых прослоев.

В Кемпендзяйской впадине (скв. К-2) в отложениях курунгурахской свиты нижнего карбона зафиксированы наиболее крупные (до 0,5 мм) пирокластические обломки (фиг. 5) и наибольшее содержание кристаллокластического материала в составе вулканокластических пород. В юго-восточном направлении отмечается параллельное уменьшение мощности пепловых прослоев, размеров слагающих их пепловых частиц и количества кристаллокластов (скв. К-3, К-4). Общая мощность туфовых прослоев резко сокращается.

Таким образом, по комплексу признаков — сходству морфологических особенностей пирокластических фрагментов, согласованным изменениям мощности пепловых прослоев, их гранулометрического и минерального

состава — устанавливается, что вектор направленности этих изменений имеет ориентировку на юго-восток.

Н. М. Чумаков (1969), Г. С. Фрадкин (1967) и др. считали, что источниками пеплового материала, образующего прослой туфов в разрезах верхнего девона и нижнего карбона, являлись вулканические центры, которые располагались на территории Вилюйской синеклизы или ее обрамления. Полученные нами данные также указывают на то, что вулкано-генные образования Кемпендйской впадины представляют собой продукты местного вулканизма, а конкретно для курунгурахского времени



Фиг. 5. Характер распределения гранулометрического состава стекловатых пепловых частиц в туфах курунгурахской свиты Кемпендйской впадины

источники пеплового материала находились, вероятнее всего, в пределах расположения Кемпендйского глубинного разлома или же на Сунтарском поднятии.

Многообразие минералогических типов туфов запада Вилюйской синеклизы сформировано под влиянием трех ведущих факторов: состава пеплового материала, фациальной обстановки его захоронения и степени постседиментационных преобразований.

Влияние состава вулканических пеплов на характер изменения пород отчетливо проявилось в специфике аутигенной минерализации туфов. каждой из исследованных нами впадин. Отложения Кемпендйской впадины с преимущественным распространением пеплов липарито-дацитового состава сильно заражены ратовкитом и лейкоксеном, что не отмечено в туфах Ыгыттанской впадины, имеющих трахитовый и андезитотрахитовый состав. В последней обнаружены адуляризированные и

палыгорскитизированные туфы, которых нет в Кемпендяйской впадине или они развиты ограниченно.

Роль условий осадконакопления хорошо выделяется по распределению цеолитов в изученных разрезах. В позднедевонскую эпоху на рассматриваемой территории имела место обстановка лагунно-морского солеродного бассейна с гидрохимическим режимом, характерным для жаркого и сухого климата (Фрадкин, 1967). Пепловый материал, попадавший в такую среду, замещался анальцимом, в парагенезе с которым постоянно присутствуют доломит, гипс или ангидрид, хлорит, гидрослюда.

В раннекаменноугольное время происходило дальнейшее увлажнение климата и опреснение седиментационного бассейна, начавшиеся в конце девонского периода. Вулканический пепел большей частью разлагался с замещением его гейландитом, образующим парагенетическую ассоциацию с кальцитом, монтмориллонитом или хлоритом. Появление на отдельных уровнях гейландитовой зоны (курунгурхская свита) анальцимовой минерализации свидетельствует о кратковременном увеличении солености бассейна, что подтверждается также появлением на этих же уровнях доломита и сульфатных минералов. Зависимость цеолитообразования от солености установлена в отложениях формации Грин-Ривер (Roehler, 1972) и в других цеолитоносных отложениях.

Увеличение анальцимовой минерализации в нижней половине рассматриваемого разреза усилено наложением процессов регионального эпигенеза. Об этом свидетельствует постепенное замещение гейландита анальцимом в нижней части сероцветной каменноугольной толщи и поведение глинистых минералов, выразившееся в трансформации монтмориллонита в гидрослюда с глубиной погружения пород.

По степени постседиментационных преобразований среднепалеозойские отложения запада Вилюйской синеклизы соответствуют гейландит-анальцимовой фации начального эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1961). Как видно на фиг. 1, по особенностям распределения аутигенных цеолитов отчетливо выделяются две подфации, отражающие стадии изменения пород: верхняя — гейландитовая и нижняя — анальцимовая.

Четкая взаимосвязь определенной аутигенной минерализации с пепловыми горизонтами и условиями их формирования, а также ясно выраженная зональность в распределении новообразованных минералов и их своеобразный парагенез исключают существенное влияние гидротермальных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метagenеза в терригенных и вулканогенных породах.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена.— Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 192.
- Фрадкин Г. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилюйской синеклизы. М., «Наука», 1967.
- Чумаков Н. М., Нечаева Е. А. Кислые туфы и туффиты западной части Вилюйской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 2.
- Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины.— В кн.: Тектоника СССР, т. IV, Изд-во АН СССР, 1959.
- Roehler H. W. Zonal distribution of montmorillonite and zeolites in the Laney Shale Member of the Green River Formation in the Washakie Basin, Wyoming.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1972, No. 800-B.

СНИИГГИМС,
Новосибирск,
ИГ ЯФ СО АН СССР,
Якутск

Дата поступления:
8.XII.1977

УДК 550.4 : 551.762 (575.3)

**ТИПЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ
В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ
И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ**

И. П. АДАМЧУК, Д. Н. ПАЧАДЖАНОВ

Рассмотрено распределение элементов по литологическому профилю юрских полифациальных отложений Таджикской депрессии. Степень упорядоченности распределения элементов контролируется петрографическим составом водосборных площадей, фациальными и климатическими условиями осадкообразования. Ряды геохимической подвижности элементов в континентальных условиях различаются в зависимости от областей питания. В морских условиях ряд геохимической подвижности элементов хорошо согласуется с данными о содержании их подвижной формы в морских глинистых отложениях. Степень упорядоченности распределения элементов является генетическим признаком отложений. Полученные данные свидетельствуют о важной роли процессов физико-химической дифференциации в формировании состава осадков.

Для оценки влияния литологического фактора на распределение элементов Н. М. Страхов (Страхов и др., 1956, 1959; Страхов, 1962, 1968, 1971) предлагает строить графики их распределения по литологическому профилю: песчаник→алевролит→аргиллит→мергель→известняк. Эти графики, построенные для конкретных генетических групп отложений, дают представление о геохимической подвижности элементов. Так как от песчаников к аргиллитам увеличивается количество тонкой фракции в транспортировке элементов, то логично этот профиль дополнить пелитовой фракцией ($<0,001$ мм) терригенных отложений, а затем продолжить его мергелями и известняками.

Этот вариант был нами использован при изучении юрских полифациальных отложений Таджикской депрессии, расчлененных литолого-фациальным анализом на генетические группы: аллювиальные, озерно-болотные, крупноозерные и морские, среди последних — прибрежно-морские, заливно-лагунные и отложения сравнительно удаленной части морского бассейна седиментации. В верхнеюрскую эпоху наблюдается аридизация климата, обусловившая формирование терригенных красноцветных и карбонатно-сульфатных отложений в прибрежно-морской зоне (Бебешев, 1976; Валиев, 1977; Тимофеев и др., 1976). В 250 средних пробах, составленных для литолого-петрогенетических типов отложений в пределах ярусов и свит и представляющих 2500 единичных образцов, рентгенофлуоресцентным анализом (на квантометре VRA-2 фирмы «Карл Цейсс», Йена, ГДР) установлено содержание 7 петрогенных и 11 редких и рассеянных элементов, содержание бора определялось эмиссионно-спектральным методом (табл. 1). Для оценки роли различных форм нахождения элементов в осадочных отложениях в 350 единичных образцах глинистых пород изучалось содержание элементов, связанное с силикатной составляющей пород ($C_{\text{сил}}$), переходящее в состав 5%-ной солянокислой вытяжки ($C_{\text{пф}}$, далее называемое подвижной формой) и связанное с пелитовой ($<0,001$ мм) фракцией ($C_{\text{гл. фр}}$) (табл. 2).

По характеру распределения элементы можно отнести к двум типам: неупорядоченный тип — не обнаруживают какой-либо закономерности в распределении по литологическому профилю, упорядоченный — содержание элементов закономерно увеличивается к аргиллитам и пелитовой фракции. Сделана попытка количественной оценки упорядоченности распределения элементов в зависимости от условий осадкообразования. Для этого можно рассчитать степень упорядоченности (СУ) распределения элементов по соотношению:

$$СУ = \frac{\text{количество элементов упорядоченного распределения}}{\text{общее количество элементов}} \cdot 100\%.$$

По типу распределения химических элементов аллювиальные отложения подразделяются на образования Южного Гиссара и Юго-Западного Гиссара:

Неупорядоченное («пестрое») распределение	Упорядоченное распределение
Южный Гиссар K, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Al, Ga, Sn, Zr, Hf, Ti, Si, As, Mo, W, Fe	B, Mn

$$СУ \approx 10\%.$$

Юго-Западный Гиссар Sr, Ba, B, Ga, Sn, Ti, Zr, Hf, Ca, Al, Si, As, Mo, W, Fe, Mn	K, Rb, Cs
---	-----------

$$СУ \approx 30\%.$$

Для аллювиальных отложений Южного Гиссара характерен собственно неупорядоченный тип распределения элементов, а Юго-Западного Гиссара — переходная модификация «пестрого» типа распределения. Это обусловлено различной степенью химического разложения обломочного материала на водосборных площадях — меньшей для Южного Гиссара и большей для Юго-Западного Гиссара, на территории которого развита доюрская кора выветривания. Это должно сказаться и на характере распределения элементов в озерно-болотных отложениях, а именно следует ожидать усиления степени упорядоченности распределения элементов в этих отложениях относительно аллювиальных в том случае, если при этом происходит взаимодействие воды с переносимым материалом. Эта тенденция должна более отчетливо проявляться для минералогически менее зрелого, а значит, и менее равновесного с седиментационными водами, материала Южного Гиссара.

И действительно:

Озерно-болотные отложения	
Неупорядоченное «пестрое» распределение	Упорядоченное распределение
Южный Гиссар Cs, Sr, Ga, Ti, Zr, Hf, Si, As, W, Mn	K, Rb, Ca, Ba, B, Al, Sn, Mo, Fe

$$СУ \approx 47\%$$

Юго-Западный Гиссар Cs, Ca, Sr, B, Ga, Sn, Ti, Zr, Hf, Si, As, Mo, W	K, Rb, Ba, Al, Fe, Mn
--	-----------------------

$$СУ \approx 32\%.$$

Для Юго-Западного Гиссара сохраняется переходная модификация «пестрого» типа распределения, а для Южного Гиссара почти половина элементов приобретает черты упорядоченного распределения и можно говорить и в этом случае о переходной модификации «пестрого» типа распределения. Важно, что в этих отложениях уже большее количество элементов обнаруживает сходное — независимое от областей сноса — распределение по литологическому профилю пород.

Процесс упорядочивания распределения элементов усиливается с переходом к отложениям крупных озер Юго-Западного Гиссара:

Неупорядоченное распределение	Упорядоченное распределение
Ca, Sr, Ba, Sn, Hf, Si, W, Mn, Fe	K, Rb, Cs, B, Al, Ga, Ti, Zr, As, Mo

$$СУ \approx 58\%.$$

Таблица 1

Средние содержания элементов в юрских отложениях Таджикской депрессии *

Порода	K	Rb	Cs	Ca	Sr	Ba	B	Al	Ga	Sn	Ti	Zr	Hf	Si	As	Mo	W	Mn	Fe
<i>Аллювиальные отложения</i>																			
<i>Южный Гиссар</i>																			
Песчаник	1,9	120	1,5	0,4	152	306	69	8,0	17,0	4,9	0,25	283	7,1	36,6	3,9	1,7	1,7	119	0,9
Алевролит	2,8	219	7,6	0,2	346	650	90	13,9	27,2	6,9	0,41	222	7,0	27,5	10,9	1,6	3,1	120	1,9
Аргиллит	2,5	203	7,3	0,1	252	597	144	14,1	27,3	6,6	0,43	168	5,2	21,8	10,4	1,5	3,1	268	1,7
Глинистая фракция	2,9	206	7,5	0,1	289	1066	55	15,6	27,4	6,9	0,39	151	4,7	23,5	11,9	2,9	2,9	95	2,2
<i>Юго-Западный Гиссар</i>																			
Песчаник	0,9	81	1,4	0,3	150	300	49	6,5	17,3	4,8	0,15	214	6,4	39,1	3,7	1,7	1,5	184	1,2
Алевролит	2,1	195	7,4	0,2	405	694	64	13,2	27,1	6,8	0,49	243	7,2	28,4	11,3	1,7	2,8	179	2,2
Аргиллит	2,5	215	7,8	0,5	438	616	60	13,7	28,1	7,1	0,46	205	6,6	25,8	11,1	1,6	2,9	88	1,5
<i>Озерно-болотные отложения</i>																			
<i>Южный Гиссар</i>																			
Песчаник	1,0	92	1,3	0,1	153	243	87	9,2	17,4	4,9	0,32	296	9,3	36,7	4,0	1,3	1,7	9	0,9
Алевролит	2,2	194	7,5	0,1	390	615	98	13,9	26,9	6,5	0,42	256	6,7	27,8	10,6	2,0	3,1	82	1,2
Аргиллит	2,4	240	7,6	0,1	387	843	113	15,6	28,5	7,1	0,43	205	6,8	26,7	10,1	2,6	2,7	64	1,5
Глинистая фракция	3,3	203	7,3	0,1	285	880	62	15,6	28,5	7,5	0,40	140	4,1	24,3	11,6	2,6	3,0	73	2,1
<i>Юго-Западный Гиссар</i>																			
Песчаник	0,9	74	1,4	0,4	138	247	54	4,4	16,7	4,8	0,15	188	5,3	35,7	3,8	1,2	2,6	253	1,4
Алевролит	2,0	190	7,7	0,1	423	702	65	15,4	27,2	6,7	0,50	231	7,2	23,9	11,6	2,4	3,4	68	1,6
Аргиллит	2,1	189	7,4	0,1	477	843	66	14,0	27,8	6,9	0,49	187	6,9	23,6	11,1	1,7	2,9	173	1,8
<i>Крупнозернистые отложения</i>																			
<i>Юго-Западный Гиссар</i>																			
Песчаник	0,9	71	1,3	0,5	112	249	62	5,8	14,5	4,1	0,26	156	5,0	33,5	3,8	1,2	1,5	200	4,4
Алевролит	2,2	163	6,6	0,3	192	746	87	10,4	24,8	6,4	0,41	180	5,8	31,5	10,1	1,4	2,8	2239	3,7
Аргиллит	2,4	213	7,6	0,1	141	548	114	12,0	27,3	6,5	0,45	187	6,1	29,0	11,1	2,5	2,7	178	2,3
Глинистая фракция	3,3	241	7,3	0,1	253	610	118	15,0	27,9	6,9	0,44	151	5,1	25,8	11,9	2,2	3,2	80	2,2

Прибрежно-морские гумидные отложения (Южный Гиссар)

Песчаник	1,5	82	1,4	0,9	149	305	70	5,5	17,2	4,7	0,13	222	6,5	37,6	3,9	1,0	1,5	161	0,7
Алевролит	2,5	147	6,6	0,3	330	525	129	9,8	23,6	6,2	0,38	206	6,7	31,5	10,3	2,9	2,3	65	2,7
Аргиллит	3,8	191	6,8	2,5	272	412	220	11,6	23,4	6,1	0,31	161	4,5	22,2	9,8	0,7	3,4	422	1,8
Глинистая фракция	3,8	200	6,6	0,4	156	690	157	13,1	24,4	6,3	0,42	136	4,2	26,3	9,6	1,1	2,4	264	4,0
Известняк	0,3	20	1,2	32,4	500	258	63	1,3	3,0	—	0,03	28	0,8	3,4	1,1	0,8*	1,2	1188	1,5

Юго-Западный Гиссар

Песчаник	0,7	72	1,5	1,4	137	244	75	6,6	17,0	4,9	0,14	177	4,9	40,0	3,8	1,2	1,6	406	1,8
Алевролит	2,4	163	6,8	0,4	255	669	121	7,2	25,9	6,2	0,42	171	5,4	31,0	10,1	0,7	2,7	492	4,0
Аргиллит	3,3	203	6,9	0,25	217	670	135	9,0	25,2	5,6	0,43	151	4,9	29,6	10,3	0,6	3,1	275	4,3
Известняк	0,2	21	1,2	32,8	505	244	28	1,6	3,3	—	0,06	33	1,1	3,1	0,9	0,8	1,0	807	1,3

Прибрежно-морские аридные отложения (Южный Гиссар)

Песчаник	1,0	87	1,5	2,0	134	260	66	4,4	16,6	4,7	0,14	152	4,1	38,4	3,5	1,0	1,5	176	1,0
Алевролит	3,0	146	7,0	1,3	240	560	131	6,3	25,1	5,6	0,35	151	6,0	35,9	9,8	0,8	2,0	210	3,4
Аргиллит	4,5	200	7,5	0,3	225	840	200	7,0	24,4	6,1	0,42	159	5,0	31,7	9,5	0,8	2,0	200	3,5
Глинистая фракция	5,0	197	6,4	0,2	152	651	275	13,0	25,0	6,3	0,40	151	4,6	26,5	10,2	0,9	3,0	177	3,7
Известняк	0,2	24	1,1	29,6	440	250	88	1,1	3,0	—	0,04	26	0,5	1,0	1,1	0,8	1,4	680	1,1

Отложения сравнительно удаленной части морского бассейна

Алевролит	2,6	120	6,1	4,0	342	487	145	10,4	23,1	5,4	0,29	113	3,2	19,9	8,8	0,3	2,2	710	2,2
Аргиллит	3,6	166	6,9	3,4	427	441	185	9,9	22,9	5,6	0,32	113	4,2	22,2	9,3	0,8	2,5	594	3,1
Глинистая фракция	4,5	214	7,2	0,8	265	627	240	12,5	23,0	5,9	0,42	143	3,7	26,4	10,7	0,8	2,6	200	3,3
Известняк	0,1	20	1,1	22,7	513	186	53	0,8	2,9	—	0,03	29	0,6	1,4	0,8	0,7	1,0	756	0,6

Заливно-лагунные гумидные отложения (Южный Гиссар)

Песчаник	2,0	120	1,4	0,9	132	330	90	7,2	15,7	4,4	0,20	182	6,9	30,0	3,4	0,7	1,5	600	2,1
Алевролит	2,8	184	6,6	0,9	267	525	138	9,4	25,2	5,9	0,39	177	5,8	30,2	9,4	0,9	2,5	527	3,4
Аргиллит	3,4	203	6,9	0,4	186	525	192	11,5	25,2	6,0	0,42	148	5,0	26,7	10,2	0,8	2,7	338	3,8
Глинистая фракция	4,3	240	6,9	0,2	265	685	214	14,1	24,4	6,4	0,46	134	4,3	26,2	10,4	1,3	2,4	215	4,2
Известняк	0,3	26	1,1	34,8	523	243	77	1,6	3,2	—	0,04	24	0,7	4,2	1,0	0,8	0,9	4733	0,9

Заливно-лагунные аридные отложения (Южный Гиссар)

Песчаник	1,4	77	1,6	3,8	152	120	80	5,1	16,3	4,5	0,22	253	6,0	35,5	3,4	0,6	1,3	80	1,1
Алевролит	2,6	131	6,7	2,9	357	500	141	5,6	22,6	5,2	0,22	123	4,4	22,5	9,5	0,5	2,3	434	2,6
Аргиллит	4,5	214	6,3	1,7	276	507	175	8,5	24,0	6,0	0,39	152	4,5	28,2	9,2	0,7	2,3	262	3,7
Глинистая фракция	4,7	253	6,9	0,2	131	507	290	13,1	25,0	6,2	0,50	128	3,8	26,2	10,0	0,6	1,9	300	3,2
Известняк	0,4	22	1,2	31,6	486	220	43	1,0	3,1	—	0,04	29	0,6	5,7	0,99	0,8	1,0	593	0,8

* Содержание Мо в известняках приведено в усл. ед. Содержание петрогенных элементов, за исключением Мп, дано в %, а редких и рассеянных — в г/т.

Таблица 2

Средние содержания силикатной (1), подвижной (2) и связанной с глинистой фракцией (3) форм элементов в юрских глинистых отложениях Таджикской депрессии

Элемент	1 Сил. 2 Спф. 3 Сгл. фр	А	ОБ	КО	ПМ	М	ЗЛ
K, %	1 2 3	2,08 0,09 2,90	1,31 0,12 3,30	1,76 0,35 3,30	2,33 0,23 3,80	2,08 0,75 4,50	2,52 0,21 4,70
Rb, г/т	1 2 3	180 8 206	184 4 203	153 5 241	170 4 200	134 14 214	163 5 240
Cs, г/т	1 2 3	7,0 0,1 7,5	6,7 0,3 7,3	6,0 0,8 7,3	6,2 0,6 6,6	5,4 2,1 7,2	6,6 0,15 6,9
Ca, %	1 2 3	0,14 0,24 0,09	0,09 0,05 0,09	0,07 1,12 0,09	0,09 0,63 0,37	0,07 5,31 0,77	0,06 0,14 0,16
Sr, г/т	1 2 3	255 5 289	222 10 285	200 42 253	151 77 156	113 224 265	156 15 201
Ba, г/т	1 2 3	695 98 1066	460 98 880	547 76 610	505 27 690	442 72 627	606 56 685
B, г/т	1 2 3	55 25 55	51 26 62	60 30 118	65 35 157	80 50 240	90 60 214
Al, %	1 2 3	11,8 1,24 15,6	10,5 0,70 15,6	7,9 0,47 15,0	8,2 0,54 13,1	7,7 0,15 12,5	9,5 0,83 14,1
Ga, г/т	1 2 3	26,2 0,02 27,4	24,9 0,22 28,5	24,6 0,22 27,9	23,8 0,52 24,4	20,4 1,70 23,0	24,2 0,80 24,4
Sn, г/т	1 2 3	6,4 0,08 6,9	5,9 0,02 7,5	5,8 0,60 6,9	5,7 0,14 6,3	4,8 0,76 5,9	5,7 0,20 6,4
Ti, %	1 2 3	0,33 0,02 0,39	0,32 0,05 0,40	0,32 0,02 0,44	0,28 0,03 0,42	0,22 0,03 0,42	0,30 0,03 0,46
Zr, г/т	1 2 3	196 14 151	200 19 140	196 6 151	179 1 136	121 0 143	167 17 134
Hf, г/т	1 2 3	6,05 0,15 4,70	5,50 0,30 4,10	5,80 0,05 5,10	4,70 0,12 4,20	4,90 0,16 3,70	5,10 0,20 4,30
Si, %	1 2 3	28,5 0,9 23,5	28,5 0,8 24,3	29,2 1,1 25,8	30,2 1,5 26,3	24,9 0,0 26,4	26,4 2,0 26,2
As, г/т	1 2 3	9,9 0,01 11,9	9,5 0,12 11,6	10,0 0,92 11,9	9,7 0,36 9,6	8,6 0,62 10,7	9,9 0,24 10,4
Mo, г/т	1 2 3	1,54 0,04 2,90	1,20 0,09 2,60	1,11 0,01 2,20	0,98 0,12 1,10	0,40 0,01 0,80	0,90 0,08 1,30
W, г/т	1 2 3	2,9 0,15 2,9	2,7 0,22 3,0	2,3 0,09 3,2	2,4 0,12 2,4	1,7 0,36 2,6	2,5 0,12 2,4
Mn, г/т	1 2 3	55 229 95	75 371 73	45 231 80	43 357 264	11 570 200	111 428 215
Fe, %	1 2 3	1,4 0,6 2,2	1,4 1,6 2,1	1,2 2,0 2,2	1,2 1,9 3,9	0,8 2,8 3,3	1,7 1,6 4,2

Примечание. А — аллювиальные отложения, ОБ — озерно-болотные, КО — крупноозерные, ПМ — прибрежно-морские, М — сравнительно удаленной части морского бассейна, ЗЛ — заливно-лагунные.

Таблица 3

Распределение элементов в прибрежно-морских гумидных отложениях

«Пестрое» распределение	Упорядоченное распределение			
	сглаженное	контрастное	с пелагическим сдвигом	
			слабым	резким
Для Южного Гиссара: Ba, Ga, Sn, Ti, Zr, Hf, Si, As, Mo, Fe	Rb, Cs, Al, W	K CV $\approx 47\%$	B	Ca, Mn, Sr
Для Юго-Западного Гиссара: Ba, Ga, Sn, Zr, Hf, Si, As, Mo	K, Rb, Cs, Ti, Al, W, Fe	— CV $\approx 58\%$	B	Ca, Sr, Mn

В этих отложениях более половины элементов обнаруживают тенденцию к росту содержания с увеличением количества тонкой (пелитовой) фракции в породах. Здесь уже можно говорить о сглаженной модификации упорядоченного распределения.

Степень выветрелости материала на водосборных площадях сказывается и в прибрежно-морской зоне (табл. 3). В первом случае имеем дело

Таблица 4

Распределение элементов в прибрежно-морских аридных отложениях Южного Гиссара

«Пестрое» распределение	Упорядоченное распределение			
	сглаженное	контрастное	с пелагическим сдвигом	
			слабым	резким
Ga, Zr, Hf, Sn, As, Mo	K, Rb, Cs, Al, Sn, Ti, W, Fe CV $\approx 69\%$		B, Ba	Ca, Sr, Mn

с переходной модификацией «пестрого» типа распределения, а во втором — со сглаженной модификацией упорядоченного типа распределения.

* С аридизацией климата увеличивается минерализация вод, это может усилить геохимическую подвижность элементов и тем самым степень упорядоченности их распределения (табл. 4). В этом случае реализуется

Таблица 5

Распределение элементов в отложениях удаленной части морского бассейна

«Пестрое» распределение	Упорядоченное распределение			
	сглаженное	контрастное	с пелагическим сдвигом	
			слабым	резким
Ba, Al, Ga, Sn, Zr	K, Rb, Cs, Ti, Hf, Si, As, Mo, W, Fe CV $\approx 74\%$	—	B	Ca, Sr, Mn

сглаженная модификация упорядоченного типа распределения. Характерной особенностью аридного литогенеза является повышение содержания карбонат-иона в поверхностных водах. Очевидно, именно этим и обусловлено усиление миграционной подвижности Ba (табл. 5). И в этом случае имеем дело со сглаженной модификацией упорядоченного типа распределения. Интересен факт разделения циркония и гафния — содержание первого по литологическому профилю уменьшается, а второго не-

сколько увеличивается. Это может обусловить их разделение при движении в глубь морского бассейна седиментации.

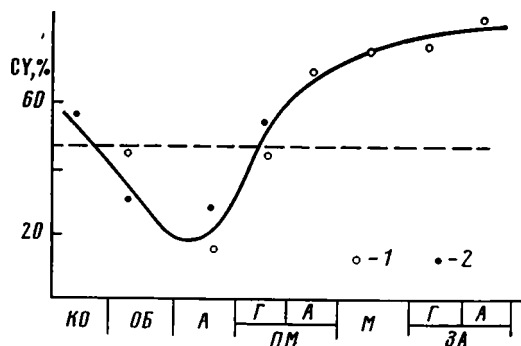
С переходом к заливно-лагунным отложениям усиливается геохимическая подвижность Ga, Ba в гумидных, и Ga, Ba, Zr в аридных условиях (табл. 6). В обоих случаях имеем дело со сглаженной модификацией упорядоченного распределения, однако с аридизацией климата контрастность распределения усиливается.

Таблица 6

Распределение элементов в заливно-лагунных гумидных отложениях

«Пестрое» распределение	Упорядоченное распределение			
	сглаженное.	контрастное	с пелагическим сдвигом	
			слабым	резким
Sn, Zr, Hf, Si, Mo	K, Rb, Cs, Ba, Al, Ga, Ti, As, W, Fe СУ ≈ 74%	—	B	Ca, Sr, Mn
и в аридных заливно-лагунных отложениях				
Cs, Sn, Mo	Ba, Ga, Zr, Hf, Si, As	K, Rb, Ti, Fe	B, Al	Ca, Sr, Mn СУ ≈ 84%

Н. М. Страхов с сотрудниками (1956, 1959, 1962, 1968) на примере палеозойских гумидных отложений Карагандинского, Кузбасского, Донецкого бассейнов и Русской платформы показали, что «пестрый» тип распределения элементов характерен для континентальных и мелководноморских отложений, а упорядоченный — морских. Полученные нами данные о распределении изученных элементов по литолого-фациальному профилю юрских отложений Таджикской депрессии (фиг. 1) полностью согласуются с их выводами и позволяют степень упорядоченности распределения элементов по литологическому профилю пород рассматривать в качестве геохимического критерия континентальных (СУ менее



Фиг. 1. Изменение степени упорядоченности (СУ) распределения элементов по фациальному профилю юрских отложений (1 — Южный Гиссар; 2 — Юго-Западный Гиссар) Усл. обозначения в тексте

50%) и морских (СУ более 50%) отложений. Кроме того, степень упорядоченности распределения элементов находится в прямой зависимости от выветрелости материала на площадях водосбора и их петрографического состава. Повышение минерализации седиментационных вод, усиливая их выщелачивающее действие, мобилизацию элементов и повышение их гео-

химической подвижности, обуславливает и более упорядоченное распределение элементов. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о важной роли физико-химической дифференциации переносимого вещества в процессе седиментации и о ее усилении в глубь морского бассейна.

Н. М. Страхов считает, что, чем четче обнаруживается сдвиг максимального содержания элемента слева направо по идеальному литологическому профилю, тем геохимически подвижнее элемент. Анализ распределения максимальных содержаний элементов по литолого-фациальному профилю юрских отложений позволяет наметить два ряда относительной геохимической подвижности элементов в континентальных условиях (подвижность усиливается слева направо) в зависимости от области питания:

Южный Гиссар: $[Si, Hf, Ca - Zr] \rightarrow [Sr, W - Mn - Ti] \rightarrow Cs \rightarrow [B - Rb] \rightarrow Fe \rightarrow K \rightarrow Ba \rightarrow [Al - Ga - Sn - As - Mo];$

Юго-Западный Гиссар: $[Si, Ca - Mn - Hf] \rightarrow Zr \rightarrow [As, W, Ti, Sr] \rightarrow B, Cs \rightarrow Rb \rightarrow Ba \rightarrow Fe \rightarrow K \rightarrow [Al - Ga - Sn - Mo].$

Эти ряды, вероятно, отражают более важную роль грубых взвесей в переносе речными водами Si, Hf, Ca, Zr, Sr, W, Mn и Ti и тонких взвесей и растворов в переносе Cs, B, Rb, Fe, K, Ba, Al, Ga, Sn и Mo.

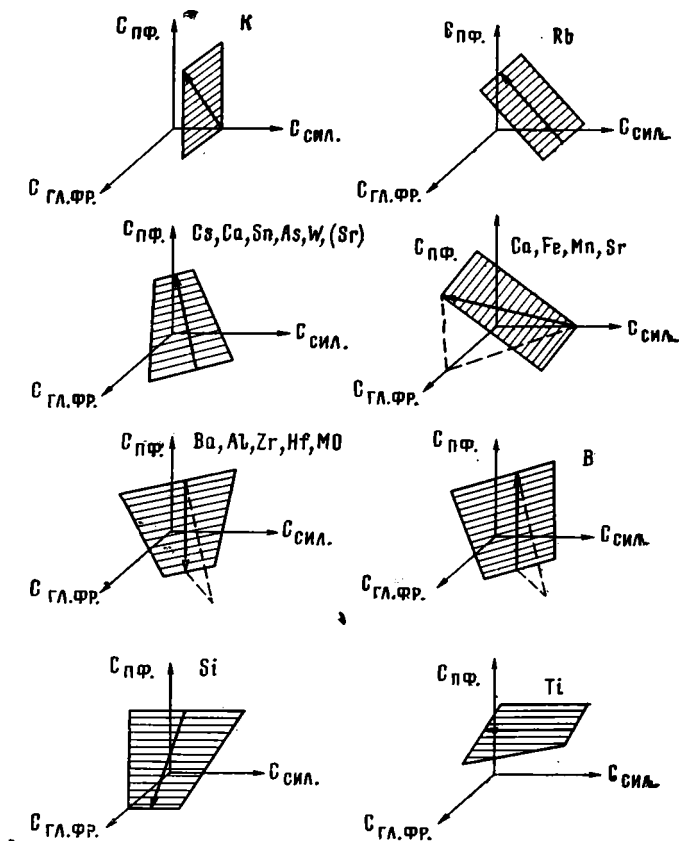
С переходом к отложениям морского бассейна седиментации миграционная подвижность элементов изменяется:

$C_{пф}$, отн. % $\begin{matrix} [Zr - Hf - Al - Si] \rightarrow [As - Ga - Sn - Mo - Ba] \rightarrow \\ 0-6 \qquad \qquad \qquad 7-14 \\ \rightarrow W \rightarrow [Rb - K - Cs - Ti] \rightarrow B \rightarrow Fe \rightarrow [Sr - Mn - Ca]. \\ 15 \qquad \qquad 9-32 \qquad \qquad 36 \quad 60 \qquad \qquad 66-99 \end{matrix}$

В этих условиях грубая взвесь важную роль играет в миграции Si, Al, Zr, Hf, тонкая взвесь — W, K, Rb, Cs, Ti, B и Fe и растворы — Mn, Sr и Ca. Это находится в хорошем согласии с содержанием их подвижной формы ($C_{пф}$) в морских глинистых отложениях.

Приведенные данные свидетельствуют об усилении геохимической подвижности целого ряда элементов от континентальных условий к морским. Эта тенденция четко прослеживается и по изменению концентраций различных форм нахождения элементов в юрских глинистых отложениях — $C_{свл}$, $C_{пф}$ и $C_{гл. фр}$ (см. табл. 2). Характер изменения соотношения этих форм содержания элементов по фациальному профилю юрских глинистых отложений (фиг. 2) показывает, что основной закономерностью распределения основных форм нахождения элементов является уменьшение содержания их силикатной составляющей от континентальных отложений к морским. Это свидетельствует об усилении гидrolитического разложения обломочного материала во время его транспортировки. Исключение составляют K и B, для первого $C_{гл. фр} \approx const$, а для второго даже растет. Очевидно, это обусловлено интенсивной сорбцией и вхождением их в решетку минералов и в первую очередь глинистых. В целом для юрских глинистых отложений к геохимически инертным элементам могут быть отнесены главным образом элементы IV группы Периодической системы Д. И. Менделеева: Si, Ti, Zr, Hf, а также Ba и Al, содержание $C_{пф}$ и $C_{свл}$ которых в сторону моря уменьшается на фоне незначительного роста (Si, Ti) или даже снижения $C_{гл. фр}$. К умеренно подвижным могут быть отнесены Rb и [Cs, Ga, Sn, As, W и Sr (?)], для которых характерно увеличение $C_{пф}$ на фоне уменьшения $C_{свл}$ и $C_{гл. фр}$ (для Rb последнее проявляется как тенденция).

К геохимически подвижным следует отнести элементы, для которых в сторону моря увеличивается $C_{пф}$ и $C_{гл. фр}$. Это — K, B и [Ca, Fe, Mn,



Фиг. 2. Соотношение силикатной ($C_{\text{сил}}$), подвижной ($C_{\text{пф}}$) и связанной с глинистой фракцией ($C_{\text{гл. фр}}$) форм нахождения элементов в юрских глинистых отложениях

Стрелкой показано направление изменения содержания форм элементов от континентальных отложений к морским

Sr (?). Ассоциация Fe с Ca и Mn, очевидно, обусловлена значительной ролью тонкой взвеси в его миграции и ее способностью образовывать легко гидролизующиеся гели и золи (Глаголева, 1959; Gibbs, 1973). Однако следует иметь в виду, что максимальные значения $C_{\text{гл. фр}}$ Fe приурочены к прибрежно-морской зоне. Mn проявляет аналогичную тенденцию, а максимальное $C_{\text{гл. фр}}$ Ca приурочено к отложениям сравнительно удаленных частей морского бассейна. По характеру распределения $C_{\text{сил}}$, $C_{\text{пф}}$ и $C_{\text{гл. фр}}$ в пределах морского бассейна седиментации Sr обнаруживает много общего с Ca, поэтому его следует отнести к группе геохимически подвижных элементов.

Таким образом, анализ распределения элементов и их различных форм по литолого-фациальному профилю юрских отложений свидетельствует о том, что распределение элементов контролируется климатическими и фациальными условиями осадкообразования, петрографическим составом водосборных площадей и физико-химическими свойствами элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 293. М., «Наука», 1976.
Валиев Ю. Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 298. М., «Наука», 1977.

- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959, 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., К теории осадочного геохимического процесса в гумидных зонах.— В сб.: Геохимия осад. пород и руд. М., «Наука», 1968, 102.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., Изд-во АН СССР, 1971.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. М., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон.— Геохимия, 1956, № 6.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 23, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. К геохимии бора в морских терригенных отложениях.— Геохимия, 1976, № 6.
- Gibbs R. J.— Science, 1973, v. 180, № 4081.

Институт химии АН ТаджССР,
Душанбе

Дата поступления
23.III.1978

УДК 553.631 (574.12)

**СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ ЭЛЬТОНСКОГО
СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

В. С. ДЕРЕВЯГИН, Л. Н. МОРОЗОВ, С. А. СВИДЗИНСКИЙ

В статье впервые дается описание характера строения галогенной толщи, состава и генетических особенностей соляных пород Эльтонского солянокупольного калийного месторождения, характеризующегося уникальными по составу сильвинитовыми рудами. Установлена первично-осадочная природа галогенных отложений Эльтона, а также генетическая последовательность накопления галогенных осадков на месторождении, соответствующая зональной последовательности хемогенных пород, отлагающихся при испарении морской воды.

СТРОЕНИЕ СОЛЯНОГО КУПОЛА

В пределах северо-западной части Прикаспийской впадины выявлены и разведаны уникальные по качеству сильвинитовые руды (табл. 1). Месторождение калийных солей приурочено к Эльтонскому солянокупольному массиву закрытого прорванного типа с глубиной залегания соляного зеркала 275—300 м. Выше солей развиты элювиальные образования кепрока (преимущественно гипсы и ангидриты мощностью от 8 до 196 м), перекрытые терригенными породами триаса — антропогена. В пределах месторождения оконтурены два калиеносных участка: Улаганский и Северный. Располагаются эти участки на соответствующих локальных поднятиях северо-восточной части массива и различаются между собой характером надсолевых образований (Свидзинский, Морозов, 1974). Галогенная толща, к которой приурочены продуктивные залежи, связана с широко распространенными на территории Северного Прикаспия отложениями нижнепермского возраста (кунгурский ярус).

Сведения о геологическом строении Эльтонского соляного купола и составе его галогенных образований получены в процессе поисково-разведочных работ на калийные соли, проведенных Волгоградской комплексной геологической экспедицией в период 1964—1976 гг. Четкая стратификация разреза соляной толщи, основанная прежде всего на выделении надежных маркирующих пластов, позволила выявить структурную форму месторождения. Установлено, что соляные образования купола смяты в систему узких вытянутых складок, выводящих продуктивные пласты к соляному зеркалу в ядрах антиклиналей. Наиболее крупные из прослеженных — изоклинальные, как правило, опрокинутые складки с параллельными или почти параллельными крыльями и осевыми плоскостями, ориентированными в северо-западном и субмеридиональном направлении. Амплитуда их 700—1200 м, реже 1500—2000 м. Складки меньшей амплитуды (300—500 м) осложняют сводовые части антиклиналей и мульды синклиналей. Еще более мелкие складки с амплитудой в несколько десятков метров прослеживаются в крыльях складок обоих отмеченных типов.

Таблица 1

Качественная характеристика руд в продуктивных пластах Эльтонского месторождения

Тип руд	Компонент	Содержание, вес. %					
		пласт второй			пласт третий		
		минималь- ное	максималь- ное	среднее	минималь- ное	максималь- ное	среднее
Сильвинитовый	KCl	26,22	61,24	43,79	30,00	58,40	43,94
	MgCl ₂	0	3,05	0,80	0	1,32	0,21
	MgSO ₄	0,13	5,46	0,80	0	1,99	1,00
	Нерастворимый остаток	0,13	4,27	0,79	0,34	2,49	0,88
Карналлитовый	KCl	15,22	29,04	21,14	11,10	33,03	22,18
	MgCl ₂	15,43	27,93	19,15	16,93	30,33	20,45
	MgSO ₄	0	23,00	9,12	0,31	12,75	4,41
	Нерастворимый остаток	0,11	2,13	0,96	0,22	2,86	0,92
Смешанный	KCl	16,95	52,23	33,85	20,02	43,83	31,95
	MgCl ₂	0	14,51	11,22	1,43	17,57	9,19
	MgSO ₄	0,14	30,60	8,68	0,18	26,44	4,85
	Нерастворимый остаток	0,25	7,56	1,03	0,15	5,21	0,97

Интенсивная дислоцированность соляных пород и отсутствие явных признаков, указывающих на наличие секущих разрывных нарушений в теле соляного массива, свидетельствуют об определяющей роли процессов пластических деформаций солей при формировании Эльтонской структуры. Известно, что такие процессы могут происходить лишь в условиях повышенных давлений и температур. При этом, как полагают многие исследователи, длительное влияние отмеченных факторов предопределяет изменение не только текстурных и структурных свойств солей, но и их минерального и химического состава. В связи с этим для правильной расшифровки структуры месторождения чрезвычайно важное значение приобретает знание генетических особенностей соляных пород, что обеспечивает надежность построения нормального стратиграфического разреза.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Следует отметить, что при составлении сводных разрезов галогенной толщи соляных куполов обычно за основу принималась видимая (снизу вверх по разрезам скважин) последовательность напластования пород, а в качестве маркирующих горизонтов — пласты калийных, калийно-магние-вых солей и ангидритов (Коробов, 1962; Кореневский, Воронова, 1966; Диаров, 1974, и др.), и только в некоторых случаях (Свидзинский, 1971) определенное внимание уделялось структурно-текстурным особенностям вмещающей каменной соли. Подобный принцип сопоставления разрезов по скважинам и сопоставления сводных колонок следует признать верным только для слабодислоцированных структур (участков моноклинального залегания, соляных антиклиналей и т. п.), но для соляных куполов с интенсивно развитой складчатостью, по нашему мнению, явно недостаточен.

При изучении Индерского, Челкарского и других солянокупольных структур Прикаспия установлена значительная литологическая изменчивость пластов калийно-магние-вых солей на коротких расстояниях, также широкое проявление процессов тектонического разлинзовывания (будинажа) жестких слоев ангидрита. Обусловленная этими факторами чрезвычайная сложность и даже невозможность сопоставления разрезов

по скважинам привела многих исследователей (Скробов, 1972; Фивег, 1973) к выводу о бесперспективности изучения солянокупольных месторождений с помощью буровых работ. Это обстоятельство вызвало необходимость поисков корреляционных критериев и маркирующих горизонтов с целью установления генетической, а не видимой, последовательности напластования пород и четкой увязки элементов разреза между собой при пересечении его отдельными скважинами.

Наиболее успешно к настоящему времени эта задача решена в процессе предварительной разведки (1971—1976 гг.) Улаганского участка Эльтонского калийного месторождения. Основное внимание при расчленении и корреляции разрезов уделялось каменной соли именно в связи с ее наибольшей фациальной выдержанностью и наименьшей подверженностью литологическим изменениям при тектогенезе. Расшифровка сохранившихся первично-седиментационных структурно-текстурных признаков позволила выделить ряд разновидностей каменной соли и использовать их в качестве надежных маркеров. При визуальном изучении керна скважин прежде всего отмечался характер слоистости, т. е. внутренней слоистости осадочной (соляной) породы (Ботвинкина, 1965). Последняя проявляется в частой ритмической повторяемости одинаковых или сходных слоевых элементов (слоек) внутри породы, представленной либо одной петрографической разностью, либо частым чередованием слоев различного состава. Изучение характера внутренней слоистости (микроритмичности), а также специфики ее изменения по разрезу в совокупности с минералого-петрографическими и геохимическими исследованиями позволило установить генетическую последовательность напластования пород и в конечном итоге составить обоснованную сводную нормальную литолого-стратиграфическую колонку галогенной толщи Эльтонского соляного купола (фиг. 1). В этой колонке, отображающей изученную часть разреза кунгурских галогенных образований нормальной мощностью около 800 м, выделены пять горизонтов: нижний галитовый, продуктивный, галопелит-ангидритовый (антраконитовый), калиеносный и верхний галитовый.

Нижний галитовый горизонт сложен бледно-желтой и бесцветной каменной солью с незначительной примесью ангидрита. Вскрытая мощность ¹ горизонта около 70 м.

Продуктивный горизонт мощностью 105—162 м представлен чистой светло-серой и бесцветной, практически мономинеральной каменной солью, вмещающей три пласта калийных и калийно-магниевых солей. Нижний (1-й) пласт сложен сильвинитом; средний (2-й) и верхний (3-й) пласты имеют преимущественно двучленное строение. Нижний член представлен, как правило, сильвинитовым слоем, а верхний — карналлитовым. В ряде случаев в карналлитовых слоях имеет место значительная примесь или отдельные прослои бишофитовой и кизеритовой пород. Иногда в сильвинитовых слоях отмечаются маломощные прослои каменной соли или карналлита. На некоторых участках в кровле рассматриваемого горизонта прослеживаются маломощные прослои карналлитовой породы (4-й пласт).

Галопелит-ангидритовый (антраконитовый) горизонт объединяет комплекс пород, в составе которого развиты преимущественно ангидриты, ангидрит-галитовая и ангидрит-доломитовая породы и галопелиты. Мощность этих образований достигает 40 м. Нередко породы горизонта частично или полностью выпадают из разреза в связи с будинированием.

¹ Здесь и далее имеется в виду нормальная мощность пород, определенная с помощью четкого фиксирования углов залегания в кернах по сезонным ангидритовым слоям.

Калиеносный горизонт — серая ангидритсодержащая разнокристаллическая каменная соль с четко выраженной микроритмичностью, мощность горизонта изменяется от 185 до 350 м. В его разрезе хорошо прослеживаются три калиеносных пласта (5-й, 6-й, 7-й) соответственно сильвин-карналлит-галитового, карналлит-галитового и галит-карналлитового состава. Эти пласты не имеют самостоятельного промышленного значения, однако они обладают надежными маркирующими свойствами. Между 6-м и 7-м пластами располагается характерный слой «лодочковой» каменной соли с присущим только ей визуальным различимым скелетно-зональным строением кристаллов галита.

Верхний галитовый горизонт (вскрытая мощность около 210 м) сложен серой мелкокристаллической слоистой каменной солью со сложным строением микроритма.

Представленный сводный разрез галогенной толщи Эльтонского соляного купола значительно отличается от разреза С. А. Свидзинского (1971). Это объясняется тем, что к тому времени не была столь детально расшифрована внутренняя структура месторождения. Вариант сводного разреза, который демонстрировался на Новосибирском солевом совещании (Свидзинский и др., 1977), принципиально не отличается от рассматриваемого. Однако с целью установления четкого соответствия наименования горизонтов их литологическому составу мы сочли необходимым внести следующие изменения: калиеносный горизонт переименован в продуктивный в связи с его промышленным значением, из состава верхнего галитового горизонта выделен калиеносный горизонт, включающий калиеносные маркирующие пласты 5, 6 и 7, антраконитовый горизонт, согласно рекомендации Я. Я. Яржемского, переименован в галопелит-ангидритовый.

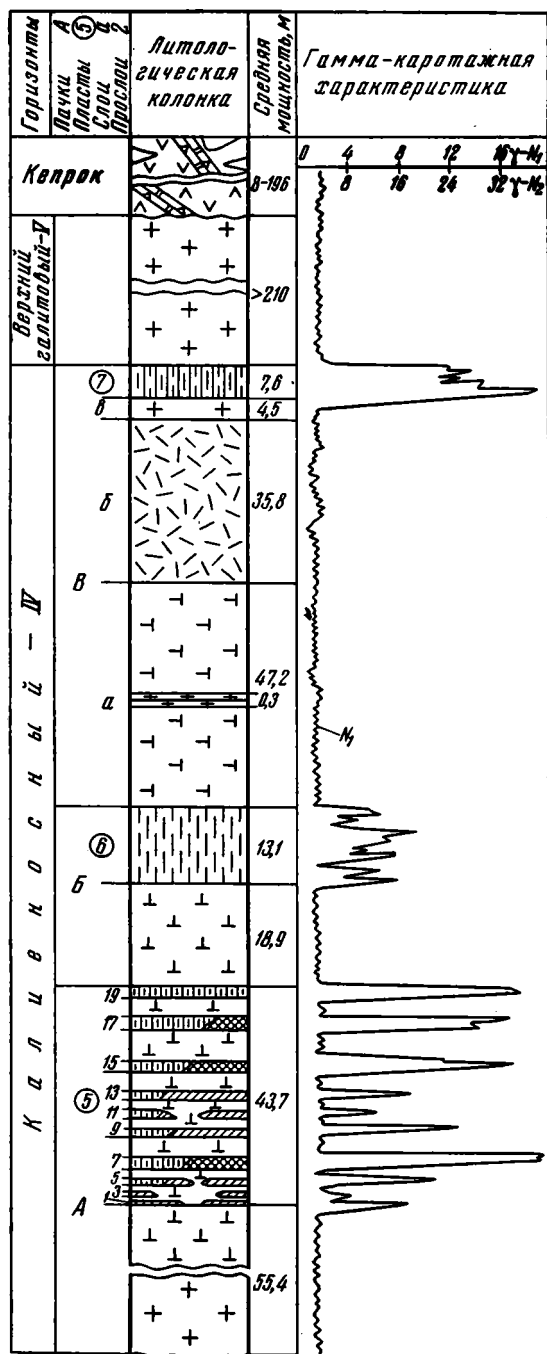
ЦИКЛЫ И РИТМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Галогенная толща Эльтонской солянокупольной структуры имеет обычное для подобных образований ритмичное и циклическое строение. Явление ритмичности в соленосной толще неоднократно рассматривалось исследователями (Фивег, 1954; Жарков, Жаркова, 1969; Кислик и др., 1969; Близеев, 1971; Шафиро, 1972; Диаров, 1974, и др.) по различным районам древнего соленакопления. Цикличность и ритмичность соляных толщ обычно связываются с механизмом взаимодействия двух основных факторов — тектонического и климатического.

В изученном разрезе можно выделить два цикла, а также ритмы различных порядков. Полный (завершенный) цикл седиментации галогенных пород обычно представлен комплексом отложений от карбонатосульфатов до калийных солей. Такой комплекс для Эльтона имеет трехчленное строение (снизу вверх): породы галопелит-ангидритового горизонта, нижняя галитовая пачка калиеносного горизонта и верхняя его часть, вмещающая калиеносные пласты 5, 6, 7. Вскрытую часть нижнего галитового горизонта и продуктивный горизонт можно считать соответственно средним и верхним членами нижнего цикла.

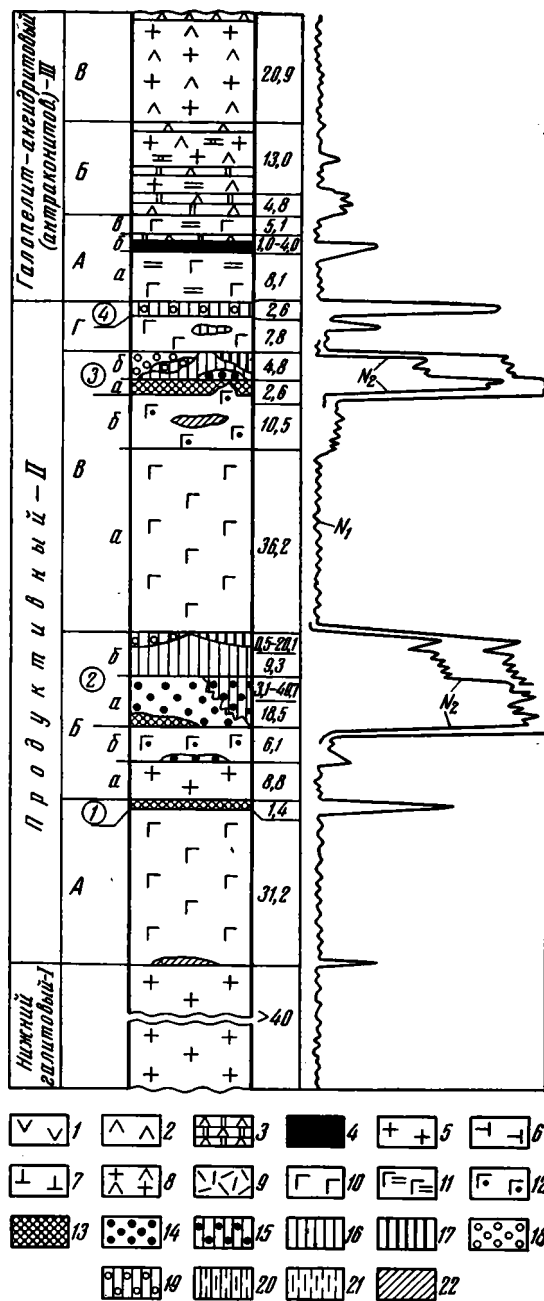
В разрезе циклов выделяются отдельные ритмы осадконакопления. Наиболее крупные ритмы (1-го порядка) выражены пачками пород, имеющими двучленное строение. Они состоят из слоя каменной соли (нижний член) и пласта калийно-магниевых солей и развиты в пределах верхних членов циклов. Так, в продуктивном и калиеносном горизонтах прослеживаются соответственно четыре и три таких ритма. Ритмы второго порядка, имеющие аналогичное двучленное строение, выделяются только в калиеносном пласте 5. В его составе насчитывается от 8 до 10 прослоев сильвин-галитовых и карналлитовых пород, переслоенных каменной солью.

Простейшим элементом ритмичности галогенной толщи Эльтонского месторождения является микроритм. В каменной соли он состоит из двух



Фиг. 1 (начало)

компонентов: прослойка (до 1 мм) ангидрита или тонкорассеянной примеси его в галите и слойка (2—4 см) чистого галита. Для сильвинитов, ритмично-слоистой сильвинсодержащей каменной соли, карналлит-галитовых пород элементарный ритм характеризуется в основном 3- и 4-членным строением (снизу вверх): слойки ангидрита (толщина менее 1 мм), галита (0,5—2,5 см), сильвина или карналлита (2—6 см) и галита (0,2—



Фиг. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка галогенной толщи Эльтонского месторождения калийных солей (составили Л. Н. Морозов, С. А. Свидзинский, Л. В. Аношин)

1 — гипсы; 2 — ангидриты; 3 — тонкослоистая доломит-ангидритовая порода; 4 — галопелиты; 5—7 — каменная соль слоистая: 5 — нерасчлененная, 6 — со слоями ангидрита, сгруппированными в микроритмах пачками, 7 — со слоями ангидрита, сгруппированными в микроритмах пакетовидными сериями; 8 — ангидрит-галитовая порода; 9 — каменная соль «лодочковая»; 10 — галит; 11 — то же, с примесью галопелитов; 12 — сильвинитоподобная галитовая порода; 13 — сильвинит ритмично-слоистый; 14 — сильвинит массивный; 15—22 — калийно-магниевые породы: 15 — карналлит-сильвиновая и сильвин-карналлитовая, 16 — карналлитовая, 17 — бишофитовая, 18 — кизеритовая, 19 — кизерит-карналлитовая и карналлит-кизеритовая, 20 — галит-карналлитовая, 21 — карналлит-галитовая, 22 — сильвин-галитовая

0,5 см). Последний из перечисленных элементов ритма прослеживается эпизодически.

Таким образом, общее направление изменения минерального состава галогенных пород на Эльтоне в пределах циклов и ритмов любого порядка соответствует зональной последовательности соляных пород, отлагающихся при испарении морской воды (Валяшко, 1962), а именно гипсо-ангидриты, каменная соль, калийно-магниевые соли. Это свидетельствует о закономерном изменении условий седиментации в солеродном бассейне на разных этапах его развития от стадий низкой солености до высокого засоления и эвтонии. Строение калиеносных пластов также согласуется с общепринятыми представлениями о порядке кристаллизации соляных минералов из растворов повышенной концентрации: сильвин — карналлит — бишофит, кизерит.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Приведенные материалы, на наш взгляд, свидетельствуют о первично-седиментационном образовании рассматриваемого комплекса галогенных пород. Многократное же повторение одинаковых условий седиментации, вызванное колебанием во времени характера питания солеродного бассейна, обусловило слоистый облик соленосной толщи.

Существенное подтверждение такой точки зрения — широкое распространение в каменной соли Эльтонского калийного месторождения ясно различимой визуально и под микроскопом зонально-зернистой и неполнозонально-зернистой структуры. По мнению многих исследователей, скелетно-зональные кристаллы галита в форме «лодочек» или «елочек» указывают на первичное его происхождение при испарении из поверхностного слоя рапы (Валяшко, 1941; Дубинина, 1954; Baar, Kuhn, 1962) или на дне солеродного водоема (Вахрамеева, 1956; Gottesman, 1963; Wardlaw, Schwardtner, 1966).

На Эльтоне «лодочковая» каменная соль развита преимущественно в определенном стратиграфическом интервале калиеносного горизонта и прослеживается непрерывно в площадном отношении. При этом характерно, что прослои каменной соли с зональным галитом перемежаются с прослоями обычной кристаллически-зернистой соли. Это обстоятельство свидетельствует о ритмической повторяемости различных условий образования и роста кристаллов (концентрация рапы, температура, скорость кристаллизации и роста кристаллов, глубина бассейна и др.). Следует отметить, что в соляных шлифах при больших увеличениях почти повсеместно и в интервале всего разреза соляной толщи наблюдаются реликты зонально-кристаллического строения. Они представлены ориентированными скоплениями газово-жидких включений.

Минералого-петрографические исследования показали, что наибольшее распространение в разрезе соляной толщи месторождения имеет каменная соль разнoзернистой структуры. Для большинства типов соляных пород характерна слоистая и полосчатая текстура, в меньшей степени — массивная. В калийных и калийно-магневых породах хорошо выражена идиоморфно-зернистая структура. По текстурным особенностям на месторождении четко выделены две разновидности сильвинитов — массивные и ритмично-слоистые. Последние представляют собой ритмичное чередование мономинеральных слоев галита и сильвина, причем галитовый слой обычно сопровождается тонким сульфатным прослоем. Признаков первичной зональной структуры в сильвине обеих разновидностей не обнаружено, что, по-видимому, объясняется легкостью перекристаллизации зерен сильвина по сравнению с галитом. Вместе с этим наблюдаются многочисленные включения рапы и газа, закономерно распределенные в минерале по спайности. Имеются зерна сильвина, в которых кристаллики галита содержат элементы зональной структуры.

Карналлит обычно наблюдается в виде ксеноморфных зерен; редко встречаются толстотаблитчатые и бочонковидные кристаллы. В мономинеральных скоплениях зерна карналлита образуют плотные кристаллически-разнозернистые агрегаты. Спайность отсутствует. Очень характерно для карналлита двойниковое строение зерен — полисинтетические полосчатые и решетчатые двойники. В общем текстурные и структурные особенности, свойственные каждому выделенному типу пород, хорошо выдерживаются на площади. Отмеченные факты о форме нахождения основных породообразующих минералов и их взаимоотношении в породе свидетельствуют о первично-седиментационном их происхождении в результате нормального осаждения из концентрированных рассолов соледородного бассейна.

Преимущественное сохранение в соляных породах Эльтонского месторождения первично-седиментационных признаков убедительно подтверждается также результатами геохимических исследований. Для выяснения генетической принадлежности калийных и магниевых солей важное значение имеют закономерности распределения брома и рубидия в минералах-хлоридах. Исследованиями установлено (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Kuhn, 1972; Петрова, 1973; Валяшко, Петрова, 1973; Валяшко и др., 1976), что первичным образованиям сильвина, карналлита и бишофита, непосредственно кристаллизующимся из морской воды, соответствуют определенные (нормальные) содержания этих элементов и отношения брома к хлору и рубидия к калию: в сильвине (стадия садки сильвина) 0,13—0,20% Br ($\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ от 2,9 до 4,2), 0,0017—0,0053% Rb ($\text{Rb/K} \cdot 10^4$ от 0,32 до 1,02); в карналлите (стадия садки карналлита) 0,20—0,35% Br ($\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ от 5,2 до 9,3), 0,0347%—сл. Rb ($\text{Rb/K} \cdot 10^4$ от 24,7 до 0); в бишофите (стадия садки бишофита) 0,36—0,78% Br ($\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ от 10,4 до 22,0).

Результаты анализа природных солей Эльтонского месторождения в пробах с максимально установленным содержанием того или иного минерала (табл. 2) согласуются с экспериментально найденными величинами. Содержания брома и рубидия и значения коэффициентов (Br/Cl, Rb/K) в исследованных хлоридах оказались очень близки к нормальным содержаниям микроэлементов или соответствуют им. Значения относительных бромхлорных коэффициентов, которые, по мнению Е. М. Петровой (1976), не зависят ни от состава хлоридных минералов, ни от соотношения их в соляной породе, здесь превышают величину 100. Такие породы образовались из морской рапы с нормальным содержанием брома или рассолов, обогащенных этим микроэлементом. Эти факты свидетельствуют о первично-седиментационном происхождении хлоридных минералов Эльтонского месторождения.

Для генетической интерпретации широко распространенных на Эльтоне сильвинитов и карналлитовых пород мы воспользовались соответствующими диаграммами (Валяшко, Мандрыкина, 1952; Валяшко, Петрова, 1973; Петрова, 1973), на которых выделены области, характеризующие значения бромхлорного коэффициента и содержания рубидия для нормальных соляных пород, выделившихся при сгущении морской воды. На диаграммах (фиг. 2, 3) нанесены необходимые показатели по сильвинитам и карналлитам Эльтонского месторождения.

Обращает на себя внимание весьма нормальный характер карналлитовых пород месторождения. Для них подавляющее большинство значений бромхлорного коэффициента и содержаний рубидия легло в область нормальных содержаний элементов. Такое расположение точек позволяет судить о первичности карналлититов.

В сильвинитах Эльтонского месторождения отмечается несколько иной характер распределения брома и рубидия, чем в карналлитовых породах. Значения бромхлорного коэффициента и содержание рубидия для сильвинитов располагаются на диаграммах как в области нормаль-

Содержание брома и рубидия в пробах солей, обогащенных калийными

Сква- жина, №	Интервал отбора проб, м	Индекс пласта	Содержание минерала, вес. %				
			карналлит	сильвин	бишофит	кизерит	галит
149	444,0—445,0	26	84,11	3,73	—	—	12,56
140	626,0—627,0	26	81,94	3,05	—	—	14,30
131	961,5—962,5	36	90,97	5,96	—	—	4,14
131	962,5—963,5	36	76,68	6,65	—	—	13,90
131	1011,0—1011,5	26	76,23	3,84	—	—	18,91
64	423,3—424,5	36	87,20	1,20	—	—	11,03
64	489,7—491,0	36	86,16	0,31	—	—	12,74
140	661,1—662,3	2a	—	61,39	—	—	36,39
140	664,8—665,8	2a	—	62,38	—	—	35,49
140	665,8—666,8	2a	—	61,31	—	—	36,68
140	668,8—669,8	2a	—	64,09	—	—	34,51
138	550,5—552,0	2a	—	61,86	—	—	33,56
64	820,5—821,0	3a	—	40,55	—	—	52,00
141	759,5—760,5	3a	—	43,09	—	—	52,11
161	373,8—375,0	3a	—	52,92	—	—	44,72
113бис	801,0—802,2	2a	—	51,12	—	—	45,80
133	427,4—428,5	2a	—	55,12	—	—	40,41
133	447,9—449,3	2a	—	51,18	—	—	44,26
133	571,0—572,0	2a	—	59,66	—	—	38,35
141	851,4—852,7	2a	—	51,42	—	—	45,05
141	852,7—853,6	2a	—	51,68	—	—	45,67
149	325,5—326,5	2a	—	41,51	—	—	54,03
149	339,5—340,5	2a	—	44,21	—	—	53,00
149	368,5—369,5	2a	—	25,70	—	—	69,35
123	602,5—603,0	3a	—	35,33	—	—	60,16
123	605,0—606,0	3a	—	33,20	—	—	61,83
131	969,0—970,0	3a	—	50,55	—	—	45,63
131	970,0—971,0	3a	—	50,43	—	—	45,58
64	468,2—469,0	36	5,76	—	83,86	2,57	1,22
64	469,0—470,0	36	1,78	—	84,27	3,25	1,09
64	958,0—959,8	36	4,97	—	83,89	1,63	2,95
64	959,8—961,5	36	4,90	—	83,61	2,16	2,51
138	482,1—482,9	26	7,38	—	0,83	78,57	11,57
138	489,4—490,7	26	9,31	—	1,67	72,43	13,68
138	490,7—492,0	26	13,42	—	1,34	70,61	10,40
64	440,8—441,0	36	1,71	—	19,14	72,76	1,43
161	367,0—367,2	36	—	—	17,39	78,12	0,98

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Волго-Донского геологического управ-
ления коэффициентов не производились вследствие отсутствия данных по содержанию минералов (графа 10).

ных содержаний элементов, так и выше ее; количество точек, расположенных ниже границы нормальных сильвинитов, невелико. Это обстоятельство заставляет предполагать сложное происхождение сильвинитов месторождения. Сильвиниты с повышенной величиной бромхлорного отношения могут образоваться, по мнению М. Г. Валяшко и Е. М. Петровой, при разложении карналлититов с высоким содержанием брома растворами, относительно богатыми бромом. Однако следует учесть, что сильвин, образовавшийся за счет разложения карналлита, содержит рубидия в 1,5 раза больше, чем исходный минерал — карналлит, и почти в 10 раз, чем первично-седиментационный сильвин на конечной стадии садки. Это доказано экспериментальными работами (Kuhn, 1972; Петрова, 1973, и др.), а также отмечено для сильвинитов некоторых соляных бассейнов Европы, Канады, Средней Азии. Содержание же рубидия в сильвинитах Эльтонского месторождения находится преимущественно в области нормальных значений. Это обстоятельство может свидетельствовать о первично-седиментационном образовании сильвинитов. Повышен-

Таблица 2

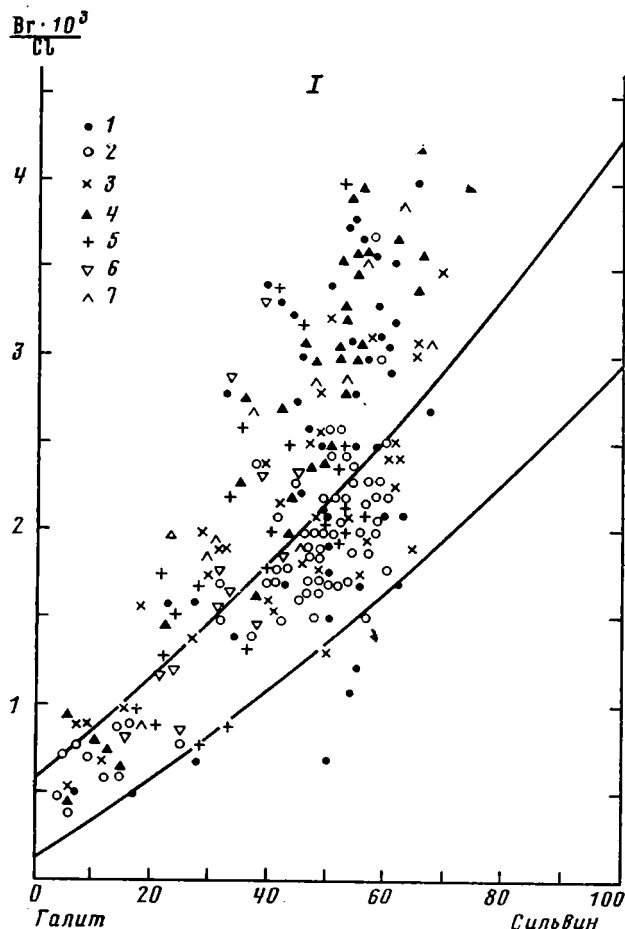
и магниевыми минералами (Эльтонское месторождение, Улаганский участок)

Вр. вес. %	Сильвин (+карналлит) в % к сумме хлоридов	Бромхлорный коэффициент			Rb, усл. ед.	Rb·10 ⁴ / К	Текстура соляной породы
		фактический	минимальный нормальный	относительный			
0,21	87,5	5,28	4,82	109	120	8,77	Массивная
0,23	85,6	5,77	4,70	123	115	8,75	»
0,31	95,9	8,24	5,54	150	99	6,21	»
0,22	85,8	5,36	4,74	113	105	7,35	»
0,25	80,9	5,95	4,37	122	74	5,80	»
0,31	88,9	7,67	4,96	154	148	11,47	»
0,35	87,1	8,77	4,80	182	98	7,96	»
0,13	62,8	2,54	1,75	145	51	1,58	»
0,12	63,7	2,34	1,77	132	54	1,72	»
0,12	62,6	2,33	1,73	134	51	1,65	»
0,10	65,0	1,95	1,82	107	64	1,87	»
0,18	64,8	3,59	1,82	197	52	1,60	»
0,08	43,8	1,56	1,18	132	He опр.	He опр.	»
0,13	45,3	2,46	1,24	200	»	»	»
0,13	54,2	2,54	1,50	169	»	»	»
0,15	52,7	2,08	1,46	142	»	»	Ритмично-слоистая
0,09	57,7	1,77	1,60	110	»	»	»
0,13	53,6	2,54	1,48	171	»	»	»
0,12	60,9	2,30	1,69	136	»	»	»
0,11	53,3	2,42	1,47	137	»	»	»
0,13	53,1	2,46	1,46	170	»	»	»
0,10	43,4	1,89	1,20	157	21	1,14	»
0,12	45,5	2,36	1,25	189	19	1,00	»
0,05	27,0	0,85	0,75	113	10	0,80	»
0,14	37,0	2,62	1,03	254	He опр.	He опр.	»
0,12	35,0	2,25	0,96	234	»	»	»
0,10	52,5	1,92	1,47	130	»	»	»
0,11	52,5	2,13	1,47	145	»	»	»
0,47	—	14,02	—	—	5	»	Массивная
0,51	—	15,54	—	—	5	»	»
0,42	—	12,20	—	—	5	»	»
0,39	—	11,49	—	—	7	»	»
0,04	—	3,76	—	—	5	»	»
0,05	—	3,89	—	—	6	»	»
0,04	—	3,22	—	—	4	»	»
0,11	—	13,80	—	—	6	»	»
0,12	—	17,90	—	—	He опр.	»	»

вления. Прочерк в графах 4, 5, 6, 7, 10 означает отсутствие в пробах минералов, в графах 12 и 13 — рас-

ные же значения бромхлорного коэффициента в сильвинитах с нормальным содержанием рубидия, по-видимому, возникают за счет образования пород в условиях смещения эвтонических рассолов (или близких к ним по составу), богатых бромом, и вод нормального соленого бассейна. Эти условия, вероятно, создавались в процессе образования продуктивных второго и третьего калийных пластов, в которых наряду с мощными залежами сильвинитов развиты прослои и линзы карналлитовых, бишофитовых и кизеритовых пород. Участие в образовании карналлититов и сильвинитов эвтонических рассолов сыграло решающую роль в обогащении бромом этих пород, особенно сильвинитов. Последние обладают концентрацией брома, которая является одной из самых высоких для аналогичных пород различных соленосных формаций.

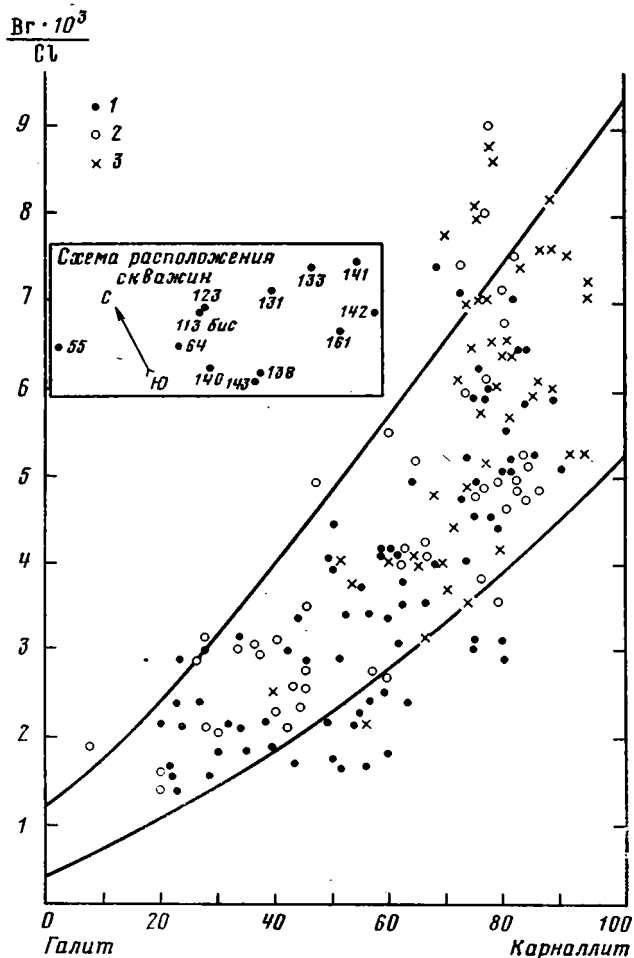
Следует отметить, что рассчитанные нами средние содержания брома в различных типах сильвинитов по достаточно большому количеству проб (около 300) оказались идентичными и равны 0,11%. Средние показатели рубидиево-калиевого коэффициента для массивных и ритмично-слоистых сильвинитов также близки — соответственно 1,03 и 0,91.



Фиг. 2 (I)

Следовательно, данные петрографии и геохимии солей Эльтонского месторождения позволяют считать обе разновидности сильвинитов нормальными осадочными породами. Образование сильвинитов с массивной текстурой по сравнению с ритмично-слоистыми, очевидно, происходило из сильноконцентрированных рассолов на стадии, близкой или соответствующей началу садки карналлититов и в условиях более благоприятной палеотектонической обстановки, о чем свидетельствуют повышенные мощности и повсеместное развитие на месторождении второго калийного пласта, в котором массивные сильвиниты имеют преимущественное распространение. Это представление находит также подтверждение в том, что карналлитовые, карналлит-сильвиновые и сильвин-карналлитовые породы, как правило, имеют массивный облик.

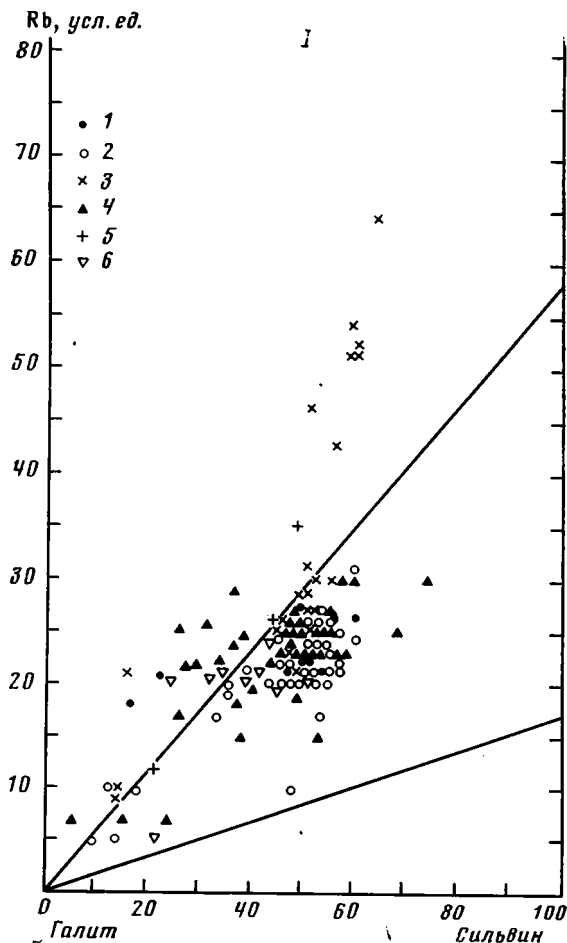
Некоторые особенности бишофитовых и кизеритовых пород позволяют считать их также первично-седиментационными образованиями. Бишофитовые породы залегают в виде прослоев и линз значительной мощности (до нескольких метров). Повсеместно они, как правило, сопровождаются редкими тонкими (мм — несколько сантиметров) прослойками белого мелкокристаллического кизерита. Текстура породы массивная, очень редко слоистая, структура кристаллически-разнозернистая. В зернах бишофита наблюдаются единичные включения галита округлой и неправильной формы. В виде водно-нерастворимой примеси в бишофитовой породе присутствуют ангидрит, гипс, кальцит, кварц.



Фиг. 2. Диаграммы изменения бромхлорного коэффициента для сильвинитов (I) и карналлитовых пород (II) Эльтонского месторождения. Типы сильвинитов: 1, 2, 3 — массивные, 4, 5, 6, 7 — ритмично-слоистые; отобраны: 1, 5 — скв. 123, 131, 141; 2, 6 — скв. 149, 161; 3, 7 — скв. 64, 138, 140, 143; 4 — скв. 55

Как видно из данных геохимического анализа (см. табл. 2), содержание брома и значения бромхлорных коэффициентов в исследуемых бишофитах Эльтонского месторождения отвечают бишофитам, выкристаллизовавшимся из нормальных рассолов в эвтоническую стадию сгущения. Продуктами кристаллизации из эвтонических растворов по геохимическим критериям считаются также бишофитовые породы западной части Прикаспийской впадины (Светлоярская площадь) и Приволжской моноклинали (Валяшко и др., 1976).

Первичность подавляющей массы кизеритовых пород также не вызывает сомнений. На месторождении они встречаются в ассоциации с бишофитовыми и карналлит-бишофитовыми породами, образуют гнезда или отдельные прослои (до нескольких десятков сантиметров), а в разрезе скв. 138 кизеритовые породы прослежены в интервале нескольких метров (481—494 м). Отмечаются они на различной глубине (300—900 м) в составе разноименных калийных пластов (2, 3, 5 и 7), однако



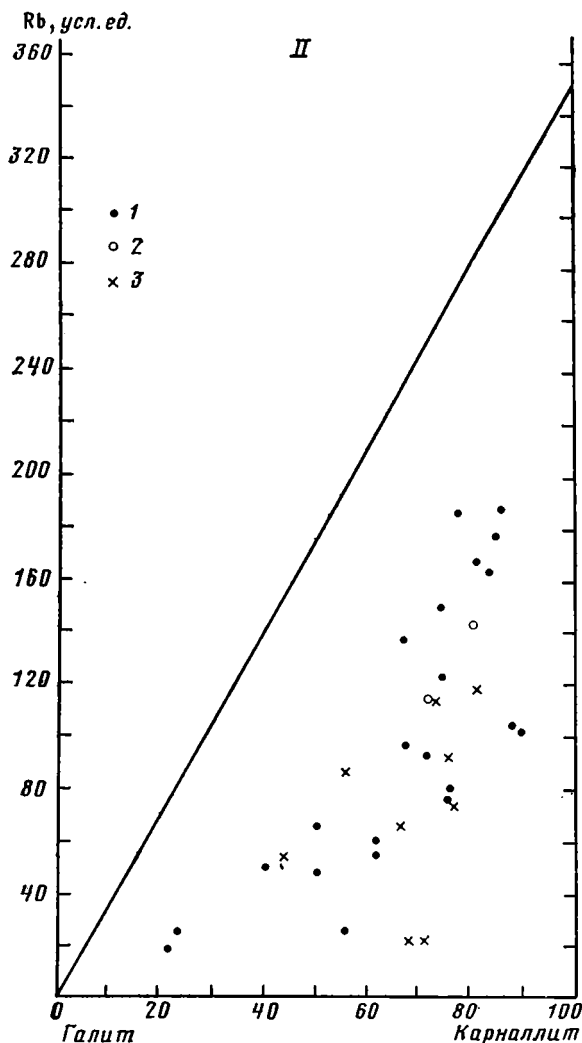
Фиг. 3 (I)

максимальное распространение породы имеют во втором и третьем продуктивных пластах. Прослои кизеритовых пород приурочены в основном к кровле карналлитовых слоев, т. е. к определенным стратиграфическим интервалам. Тонкие прослои кизеритовой породы в бишофитах являются, по-видимому, сезонными образованиями. Текстура породы массивная, структура преимущественно микрозернистая. Кизерит в породе обычно наблюдается в виде зерен изометричной и неправильной формы, редко он образует кристаллы призматического и дипирамидального облика. При больших увеличениях под микроскопом внутри зерен кизерита обнаруживаются газово-жидкие включения. Водно-нерастворимая примесь в породе представлена кальцитом, гипсом, окатанными зернами кластогенного кварца, борным минералом ашаритом.

О первично-седиментационной природе кизеритовых пород свидетельствует, по-видимому, присутствие в них лития (содержание микроэлемента 0,0001—0,0003%), который мог быть захвачен кристаллами первичного кизерита из литийсодержащих рассолов, образующихся на высокой стадии осолонения бассейна.

Таким образом, можно с уверенностью судить о первично-осадочной природе галогенных пород Эльтонского месторождения.

Вместе с тем некоторые факты свидетельствуют о развитии в соляной толще месторождения постседиментационных изменений текстурного и



Фиг. 3. Графики зависимости содержания рубидия от состава сильвинитов (I) и карналлитовых пород (II) Эльтонского месторождения. Типы сильвинитов: 1, 2, 3 — массивные, 4, 5, 6 — ритмично-слоистые; отобраны: 1, 5 — скв. 123, 131; 2, 6 — скв. 149; 3 — скв. 138, 140; 4 — скв. 55

структурного облика солей. К ним можно отнести: ориентированность зерен каменной соли и нарушенность слоистости, что обусловлено тектоническими воздействиями, крупно- и гигантокристалличность каменной соли (так называемая шпатовая соль), возникшая, вероятно, в процессе собирательной перекристаллизации первичных зерен и кристаллов галита, волокнистость каменной соли, образовавшейся при выполнении трещин в несоляных породах. Петрографическими исследованиями калийных и магниевых пород Эльтонского месторождения обнаруживаются разнообразные явления преобразований минералов: следы растворения сильвина, карналлита и бишофита, замещение сильвина галитом и карналлитом и карналлита сильвином, каемчатые микроструктуры, перекристаллизация минералов и др. Наиболее выразительный пример развития в соляной толще месторождения вторичных процессов — образование кизерита вторичной генерации. Вторичный кизерит развивается, как это отчетливо видно под микроскопом, по бишофиту в кизерит-бишо-

фитовых породах, заполняя трещины спайности и секущие трещины. Иногда зерна кизерита образуют гнездоподобные скопления и радиально-лучистые сростки, на некоторых участках зерна кизерита, охватывая каймой зерна бишофита или карналлита, образуют подобие грубопетельчатой структуры.

Приведенные факты изменения состава, текстуры и структуры соляных пород наблюдаются на различном стратиграфическом уровне соляной толщи месторождения, в разных типах солей. Некоторые изменения характеризуются исключительной приуроченностью к определенным стратиграфическим интервалам. Так, вторичные кизериты развиты только в бишофитовых слоях, прослой шпатовой соли распространены в нижних частях калиеносного и продуктивного горизонтов. Большинство из отмеченных минеральных преобразований внутри соляной толщи следует, очевидно, связывать с диагенетическими процессами, явления же изменения структурно-текстурного облика солей (ориентированность зерен, нарушенность слоистости) — с процессами складкообразования в стадию катагенеза.

Кроме этого, в ряде случаев на Эльтонском куполе (Свидзинский, Отрешко, 1971) и других солянокупольных структурах Северного Прикаспия (Скробов, 1964; Диаров, Джумагалиев, 1971; Вишняков, 1976) наблюдаются довольно резкие изменения состава калийных залежей, распространяющиеся в определенном интервале на всю их мощность. Установлено, что такие изменения имеют локальное распространение и встречены преимущественно в самой верхней, прикепроковой части соляных массивов, в ослабленных зонах, в контактовых частях горизонтов различного состава и связаны с процессами эпигенетического метаморфизма солей, которые здесь не рассматриваются.

Материалы исследований показывают, что масштабы вторичных процессов, выявленных на Эльтонском солянокупольном месторождении калийных солей, весьма незначительны, что не может влиять на установленную закономерность соответствия генетической сущности разреза соленосной толщи Эльтона общим положениям теории галогенеза.

ВЫВОДЫ

Соляные породы Эльтонского месторождения в основном сохраняют первичные структурно-текстурные признаки и неизменный вещественный состав, претерпев тектоническое влияние в процессе образования купола. Это обстоятельство, на наш взгляд, обосновывает возможность определения нормальной генетической последовательности галогенного осадконакопления и составления сводного литолого-стратиграфического разреза соляной толщи. Составленный на Эльтонской структуре разрез в свою очередь позволил скоррелировать все разрезы по скважинам, выделить в них интервалы с нормальным и опрокинутым залеганием пород (обращенный разрез) и расшифровать в конечном итоге внутреннюю структуру соляного купола.

Характер строения разреза галогенной толщи на Эльтонском калийном месторождении имеет много общего с ритмично повторяющимся комплексом хемогенных пород, сохранившимся в ненарушенном нормальном залегании в пределах Приволжской моноклинали, на территории северо-западного обрамления Прикаспийской впадины и Южно-Предуральского прогиба (Шафиро, 1975). Это сходство является свидетельством единства процессов соленакопления на обширной площади Северного Прикаспия. Присутствие отдельных слоев сульфатных и карбонатных соединений в толще каменной соли указывает на то, что солеродный бассейн периодически имел открытую связь с питающим морским бассейном. Наличие в разрезе галогенной толщи четкой слоистости, а также находки отпечатков волновой ряби, следов внутрiformаци-

онных размывов и подводных оползней (Морозов, 1977), наряду с литологическими изменениями на площади преимущественно в калиеносных пластах, позволяют предполагать относительную мелководность и неровность дна бассейна седиментации в пределах Эльтонского калийного месторождения.

В заключение отметим, что составление сводных разрезов соляной толщи на других солянокупольных структурах с учетом выявления генетической последовательности накопления осадков обеспечит расшифровку их внутренних структур и будет способствовать в конечном итоге решению проблемы превращения Северного Прикаспия с его огромными запасами горно-химического сырья в новую базу калийдобывающей промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

- Близев Б. И. Ритмичность кунгурской соленосной толщи юго-востока Русской платформы и сопредельной части Предуральяского прогиба.— В сб.: Геология и генезис месторождений горно-химического сырья. Тр. Геол. ин-та, Казань, 1971, вып. 31.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965.
- Валяшко М. Г. Галит, основные его разновидности, встречаемые в соляных озерах и физико-химические условия их образования.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1941, ч. 60, вып. 3.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей, Изд-во МГУ, 1962.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак.— Тр. ВНИИГ, Л.— М., Госхимиздат, 1952, вып. 23.
- Валяшко М. Г., Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами сильвина и раствором в системе $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 25°C .— Геохимия, 1973, № 4.
- Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Гребенников Н. П., Ермаков В. А. К генезису калийных солей и бишофита соляных отложений Приволжской моноклинали.— В сб.: Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Вахрамеева В. А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, вып. 32. М., Госхимиздат, 1956.
- Вишняков А. К. Эпигенетические изменения галогенных пород в солянокупольных областях.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Изд-во Казанского ун-та, 1976.
- Диаров М. Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М., «Недра», 1974.
- Диаров М., Джумагалиев Т. Н. Некоторые общие закономерности во вторичном изменении литологического состава галогенных пород Прикаспия.— В сб.: Геология, гидрогеология и разработка нефтяных месторождений Западного Казахстана. М., «Недра», 1971.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения.— В сб.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Тр. ВНИИГ. Л., Госхимиздат, 1954, вып. 29.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. М., «Наука», 1969, вып. 83.
- Кислик В. З., Лупинович Ю. И., Ерошина Д. М. Периодичность осадкообразования галогенной формации Припятской впадины.— В сб.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969.
- Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральяского прогиба. Л., «Недра», 1966.
- Коробов С. С. О некоторых вопросах методики разведочных работ на калийные соли соляных куполов.— В кн.: Материалы по методике разведки полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Морозов Л. Н. Палеогеографические условия формирования калийных солей Верхнекамского и Эльтонского месторождений.— В кн.: Проблемы соленакпления. т. 2. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами карналлита и раствором в системе $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 25°C .— Геохимия, 1973, № 6.
- Петрова Е. М. Относительный бромхлорный коэффициент и его применение при выяснении генезиса калийных соляных пород.— В сб.: Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. Изд-во МГУ, 1976.

- Свидзинский С. А.* Сводный нормальный разрез северо-восточной части Эльтонского соляного купола.— В сб.: Геология и генезис месторождений горнохимического сырья.— Тр. Геол. ин-та. Казань, 1971, вып. 31.
- Свидзинский С. А., Отрешко А. И.* Эпигенетический метаморфизм солей в зоне гипергенеза Эльтонского соляного купола.— В сб.: Геология и генезис месторождений горно-химического сырья. Тр. Геол. ин-та. Казань, 1971, вып. 31.
- Свидзинский С. А., Морозов Л. Н.* Находки серы в кепроке Эльтонского соляного купола.— В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М., «Наука», 1974.
- Свидзинский С. А., Ковальский Ф. И., Морозов Л. Н., Аношин Л. В., Музалевский М. М., Бордюгов В. П.* Сводный разрез галогенных образований Эльтонской структуры и принципы его корреляции.— В кн.: Проблемы соленакопления, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Скробов А. А.* Суброзия и изменение минерального состава пород соляного ядра одного из куполов Прикаспийской низменности. Тр. ВНИИГ. Л., «Недра», 1964, вып. 46.
- Скробов А. А.* Образование глубинного карста при физико-химических процессах в соляных куполах Прикаспийской впадины. Тр. ВНИИГ. Л., «Недра», 1972, вып. 56.
- Фивег М. П.* О длительности накопления соляных толщ.— Тр. ВНИИГ. Л., Госхимиздат, 1954, вып. 29.
- Фивег М. П.* Понсковые признаки и поисковые работы.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л., «Недра», 1973.
- Шафиро Я. Ш.* Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 6.
- Шафиро Я. Ш.* Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1.
- Baar A., Kühn R.* Der Werdegang der Kalisalzlagertstätten am Oberrhein.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1962, Bd. 97, No. 3.
- Gottesman W.* Eine häufig auftretende Struktur des Halites im Kalifloz Stassfurt.— Geologie, 1963, Bd. 12, No. 5.
- Kühn R.* Zur Kenntnis der Rubidiumgehalt von Kalisalzen oceanischer Salzlagerstätten nebst einigen lagerstätten kundlichen Ausdeutungen.— Geol. Jahr., 1972, v. 90.
- Wardlaw N. C., Schwerdtner W. M.* Halite-Angydrate Seasonal Layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada — Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, v. 77.

Ростовский госуниверситет,
Волгоградская КГЭ

Дата поступления
15.VIII.1977

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.14 : 552.16 (234.850)

О ПОЛОЖЕНИИ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ПОЗДНЕГО МЕТАГЕНЕЗА НА ЗАПАДНОМ УРАЛЕ

Ф. А. КУРБАЦКАЯ

Известно, что верхняя граница позднего метатгенеза является одним из маркирующих уровней в шкале постдиagenетических изменений пород. Она четко фиксируется по исчезновению обломочного биотита, полному преобразованию глинистого цемента, массовому появлению кливажных текстур, резкому увеличению аксессуарных новообразований и т. д. Эта граница отражает существенный качественный скачок в процессе перехода осадочных образований в метаморфические и обычно выражена гораздо отчетливее нижней границы позднего метатгенеза. В связи с этим установление характера ее поведения приобретает принципиальное значение при определении степени изменения пород того или иного региона.

Н. В. Логвиненко (1968) отмечая, что наиболее глубокие изменения осадочных пород приурочены к нижним и средним структурным ярусам гебсинклиналей, проводит верхнюю границу позднего метатгенеза на западном склоне Северного Урала между отложениями ордовика и силура. При рассмотрении положения этой границы на Западном Урале выявляется более сложный характер ее поведения.

О вторичных изменениях осадочных толщ западного склона Урала до последних лет было известно немного. Предыдущие исследователи (Олли, 1948; Леонова, 1955; Кухаренко, Смирнов, 1960) относили эти толщи к метаморфическим образованиям, возникшим под воздействием регионального метаморфизма, отмечая при этом увеличение степени метаморфизма в направлении с запада на восток — к осевой зоне Урала.

Достижения в области изучения стадий формирования осадочных пород, сформулированные в работах Н. М. Страхова и Н. В. Логвиненко (1959, 1960), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1957, 1963, 1971), Н. В. Логвиненко (1968), А. В. Копелиовича (1965) и многих других, естественно способствовали развитию усиленного интереса к изучению вторичных изменений осадочных пород и пересмотру прежних представлений.

Изучение подстатгенетических изменений осадочных пород Западного Урала в свете новых данных началось с комплекса верхнедокембрийских отложений Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория Центрально-Уральского поднятия на Среднем Урале (Курбацкая, 1969, 1974). Позднее эти сведения дополнились наблюдениями по Северному Уралу и Полудову Кряжу. Так, на Северном Урале, в верховьях р. Ви-

шеры, в зоне сочленения Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости нами изучены породы верхнетельпосской подсвиты нижнего — среднего ордовика (фиг. 1, XIII). Они располагаются здесь в двух фациальных зонах, разобщенных вкрест простирания: друг от друга на 7—10 км. Восточная зона входит в состав Ляпинско-Исовского мегантиклинория, где тельпосские отложения, выполняя Тулымскую синклиналь, с размывом залегают на сланцевой толще чувальской свиты верхнего рифея (Аблизин и др., 1969), а в западной зоне они слагают Таборскую антиклиналь Кожимо-Вишерской структуры. Граница между зонами тектоническая и проходит по линии Курыксарского надвига. В обеих зонах терригенные породы тельпосской свиты перекрыты карбонатными породами шугорской (Львов, 1961 г.) свиты среднего — верхнего ордовика.

В составе верхнетельпосской подсвиты восточной зоны, в Тулымской синклинали, снизу вверх по разрезу выделяются кварцевые конгломераты, гравелиты, серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, песчанистые сланцы, кварцитовидные и известковистые песчаники. Для пород характерно полное замещение кластогенного биотита пакетами мусковита с хлоритом, массовое новообразование лейкоксена, сфена, кальцита и турмалина. Вместе с этим наблюдается широкое развитие следующих аутигенных минеральных парагенезов: 1) мусковит (фукситоподобная слюда) — хлорит — кварц; 2) мусковит — хлорит — кварц — альбит — эпидот — сфен — лейкоксен; 3) мусковит — хлорит — кварц — альбит — кальцит; 4) кварц — хлорит — альбит — кальцит.

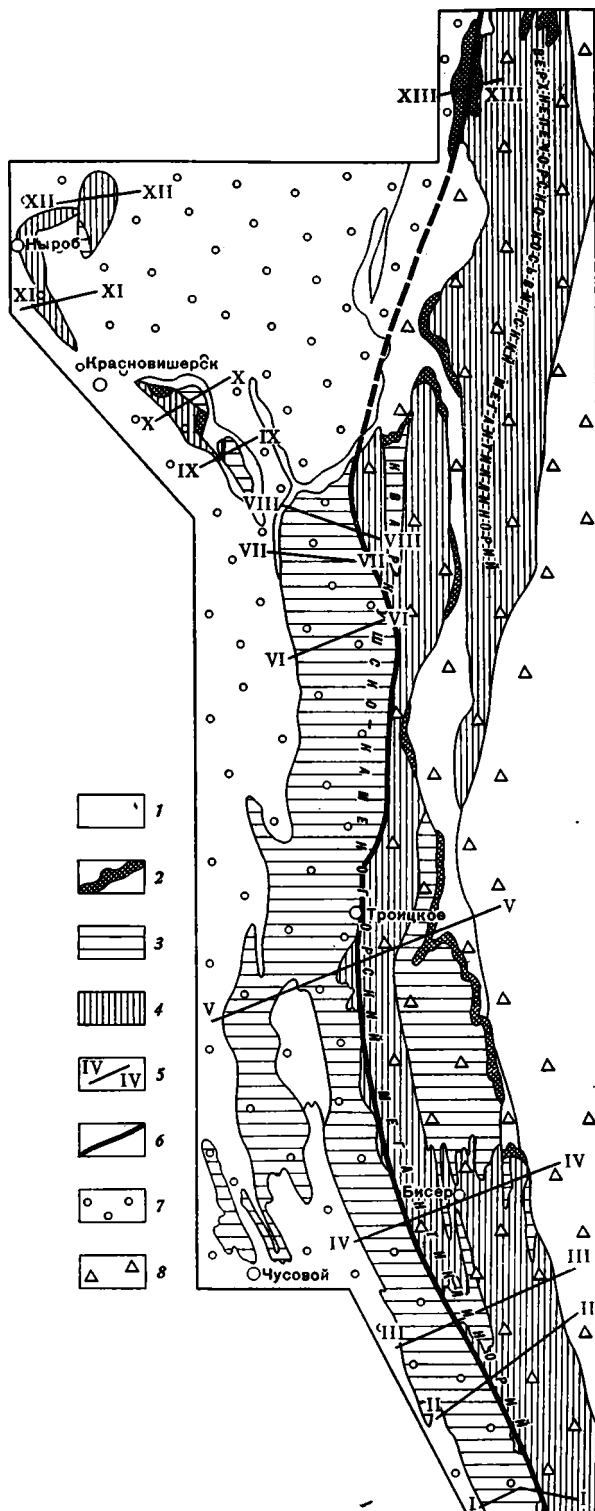
В песчаных и более грубозернистых породах установлены 1, 3, 4-й парагенезы, характерные, по классификации А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1971), для мусковит-хлоритовой фации раннего метagenеза. Для тонкозернистых пород типична 2-я ассоциация. В разностях с большим количеством цемента широко развиты явления коррозии обломочного кварца, образование «бородатых» зерен, а для плотных песчаников обычные зубчатые сочленения зерен и элементы рекристаллизационно-грануляционного бластеза. В сланцах распространены гранобластовые структуры и кливажные текстуры, что сближает данные породы с образованиями фаций позднего метagenеза.

В западной зоне, в разрезе Таборской антиклинали, снизу вверх выделяются кварцитовидные и известковистые песчаники, рассланцованные кварцевые песчаники и конгломераты с глинисто-кремнисто-слюдистым цементом. Вторичные изменения в этих породах сводятся к массовой регенерации обломочного кварца, альбитизации полевых шпатов, преобразованием биотита в гидробиотит и хлорит. Типичными аутигенными новообразованиями в них являются: гидробиотит — хлорит — кварц, гидрослюда — фукситоподобная слюда — кварц, кальцит — кварц, которые формируются в условиях гидрослюдисто-хлоритовой фации глубинного эпигенеза. Текстуры в описываемых породах остаются осадочными, а среди структур преобладают реликтовые типы бластосаммитовой, бластоалевритовой с элементами центрической. В породах иногда наблюдаются следы воздействия тектонических процессов, проявившиеся в массовом волнистом погасании кварца и катаклазе отдельных зерен турмалина и циркона, но не приведшие к существенной перекристаллизации исходного осадочного материала.

Интересно отметить, что для пород обеих зон характерно постоянное присутствие хромшпинелидов. Степень преобразования их в разных зонах неодинакова. В породах западной зоны зерна хромшпинелидов окружены биотитоподобной слюдой или серицит-хлоритовыми каемками, по периферии переходящими в светло-зеленую фукситоподобную слюду с яркой интерференционной окраской. В восточной зоне хромшпинелиды всегда окружены только фукситоподобной слюдой, образующей иногда целые прослои с мельчайшими реликтами рудных зерен и даже

Фиг. 1. Положение верхней границы позднего метатенеза на западном склоне Среднего и Северного Урала

1 — отложения палеозоя; 2 — базальные слои ордовика; 3 — отложения вендского комплекса; 4 — отложения рифея; 5 — линии разрезов: I — Межевая Утка, II — Сылвица, III — Серебрянка, IV — Койва, V — Усьва, VI — Яйва, VII — Язьва, VIII — Молмыс, IX — Тулым-Парма, X — Колчим, XI — Нырб, XII — Колва, XIII — Тулым; 6 — верхняя граница позднего метатенеза; 7 — зона глубинного эпигенеза и начального метатенеза; 8 — зона позднего метатенеза и метаморфизма



без них. Очевидно, преобразование хромшпинелидов, сопровождающееся частичным выносом алюминия, магния и в конечном счете хрома, начинается уже со стадии глубинного эпигенеза, а не со ступени дислокационного регионального и еще более позднего метаморфизма, как это предполагал Г. А. Ильинский (1959).

Таким образом, на протяжении 7—10 км вкост простираения геологических структур на Северном Урале в направлении с востока на запад интенсивность постдиagenетических преобразований разновозрастных пород с одинаковым исходным составом меняется от стадии раннего (раннего — позднего) метагенеза до стадии глубинного эпигенеза, а верхняя граница позднего метагенеза оказывается где-то вблизи отложений нижнего — среднего ордовика.

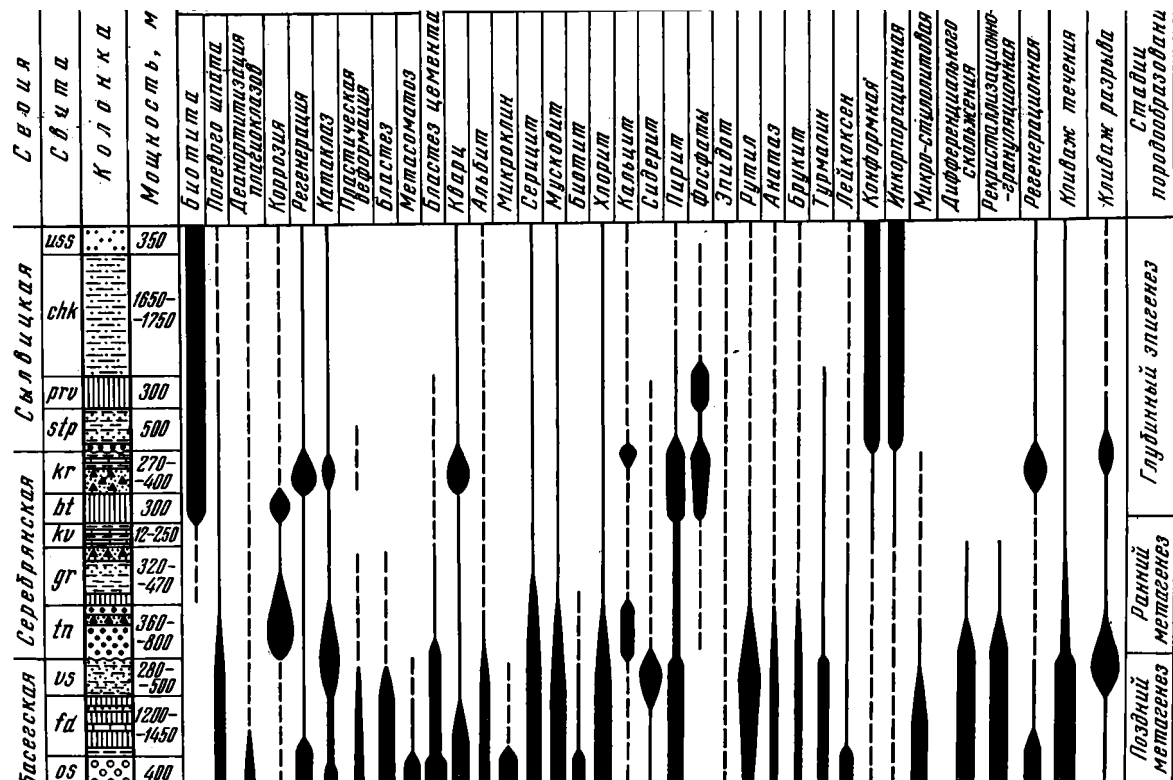
На Среднем Урале, в зоне Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория Центрально-Уральского поднятия, верхняя граница позднего метагенеза значительно удревняется. Детально изученные здесь разрезы (см. фиг. 1, I—VIII) мощного (выше 7 км) комплекса верхнедокембрийских терригенных пород с подчиненным количеством вулканогенных и карбонатных по характеру вторичных изменений четко подразделяются на две зоны. Снизу вверх в составе докембрия выделены четыре серии: кедровская, басегская, серебрянская и сылвицкая (Младших, Аблизин, 1967).

Верхняя зона, мощностью около 3,5 км, включает отложения сылвицкой и верхней части серебрянской свиты. Для нее характерно присутствие слабо измененного глинистого вещества (иллит с примесью каолинита и монтмориллонита), диагенетических фосфатов, кластогенного биотита. Вторичные изменения проявляются в растворении неустойчивых минералов и обломков пород, деанортитизации плагиоклазов, массовом развитии конформных, инкорпорационных и регенерационных структур. Явлениям пластической деформации подвержены только самые податливые, мягкие элементы (обломки глинистых и эффузивных пород, пластинки слюд). Все эти признаки характеризуют стадию глубинного эпигенеза.

Нижняя зона, мощностью выше 3 км, объединяет породы нижней части серебрянской и басегскую серию. В целом это зона преобразованного глинистого цемента и интенсивного изменения обломочных минералов. В породах исчезает обломочный биотит, появляются новообразования мусковита, турмалина и рутила. Наблюдаются бластез и катаклаз зерен и цемента, отмечаются явления метасоматоза, особенно интенсивные в породах ослянской свиты (Курбацкая, 1976). Наряду с типичными осадочными структурами в описываемых породах возникают структуры рекристаллизационно-грануляционного и дифференциального скольжения и ряд новых текстур. Таким образом, по характеру вторичных изменений нижняя зона соответствует стадии метагенеза.

При этом следует заметить, что граница между глубинным эпигенезом и ранним метагенезом постепенная, а между ранним и поздним метагенезом гораздо более четкая и совпадает с границей, разделяющей в западной зоне Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория отложения серебрянской серии вендского возраста и басегской серии, относящейся к верхнему рифею (фиг. 2; Курбацкая, 1969, 1974).

В Полюдовско-Колчимском антиклинории, расположенном в зоне западноуральской складчатости (см. фиг. 1, IX—XII), разрез отложений начинается с рассольнинской (Чочиа, 1955) свиты верхнего рифея. Как показали наблюдения, интенсивность вторичных изменений рассольнинских пород не выходит за пределы стадии глубинного эпигенеза. По вещественному составу все породы рассольнинской свиты в соответствии с классификацией А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1971) могут быть отнесены к классу кислых аркозо- и полевошпато-кварцевых разностей. Нижняя часть свиты представлена пестроцветным переслаиванием



Фиг. 2. Вертикальная зональность вторичных изменений в отложениях верхнего докембрия западной зоны Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория Среднего Урала

1 — кварцевые песчаники; 2 — полимиктовые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — углистые аргиллиты и сланцы; 5 — аргиллиты, сланцы; 6 — карбонатные породы; 7 — конгломераты; 8 — полевошпато-кварцевые песчаники; 9 — кварцито-песчаники. Названия свит: *uss* — усть-сылвицкая; *chk* — чернокаменская; *prv* — перевалокская; *stp* — старопечнинская; *kr* — керноская; *bt* — бутонская; *kv* — койвинская; *gr* — гаревская; *tn* — танинская; *us* — усьвинская; *fd* — федотовская; *os* — осянская

аркозовых грубо- и неравномерно-зернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями доломитов. Верхняя часть свиты состоит из светлых и зеленовато-серых олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. По характеру вторичных изменений существенных различий в вертикальном разрезе рассольнинской свиты не установлено. Эти изменения сводятся к следующему: регенерация либо коррозия зерен кварца, преобразование биотита и спорадическое окварцевание полевых шпатов.

Поскольку из перечисленных признаков наиболее чутким индикатором постдиагенетических изменений, по мнению многих исследователей, является кластогенный биотит, остановимся подробнее на его характеристике. В грубозернистых аркозовых кварцито-песчаниках нижней части свиты биотит отсутствует, а во всех прочих породах встречается постоянно в большем или меньшем количестве. В них он наблюдается в виде неизменных и в разной степени преобразованных пластинок. В красноцветных слойках, в условиях окислительной среды, подобно тому, как описывал Э. К. Демпслес (1971), биотит переходит в мусковит + гидроокислы железа либо аморфизуется и полностью замещается гидроокислами железа. В зеленоцветных прослоях с восстановительной средой чаще наблюдается его хлоритизация, сопровождающаяся понижением плеохроизма и двупреломления, расщеплением пластинок на волокна и выделением окисно-железистых и титанистых минералов вдоль трещин спайности.

Преобразование цемента выражается в одинаковой ориентировке чешуйчатых минералов и частичном новообразовании серицита. Главная масса цемента в песчаниках и алевролитах представлена глинистым веществом сложного состава. Во фракции 0,01—0,001 мм содержится каолинит с примесью гидрослюда, а во фракции менее 0,001 мм иллит с примесью каолинита и смешанослойных образований типа гидрослюда — монтмориллонит.

Структурные изменения заключаются в развитии элементов инкорпорационной, конформной и регенерационной структур, численно возрастающих вниз по разрезу. Новообразованных минералов немного, это главным образом титанистые минералы, возникшие за счет частичного преобразования биотита и ильменита.

Как видно из описания, по интенсивности вторичных изменений отложения рассольнинской свиты отвечают гидрослюдисто-хлоритовой фации глубинного эпигенеза, т. е. верхняя граница раннего метагенеза в данной геологической структуре проходит ниже отложений рассольнинской свиты верхнего рифея, а верхняя граница позднего метагенеза опускается, очевидно, еще гораздо ниже.

Проследив изменение возраста верхней границы позднего метагенеза с востока на запад от Северного и Среднего Урала к Полюдову Кряжу, нетрудно убедиться, что она испытывает резкое «омоложение» при приближении к осевой зоне Урала и заметно удревняется при удалении от нее.

Временной перепад может соответствовать, например, интервалу от среднего — нижнего ордовика до верхнего рифея и древнее, о чем свидетельствуют приведенные выше данные.

Эту особенность постдиагенетических изменений пород, выраженную в резкой изменчивости их вкрест протирания геологических структур Уральской геосинклинали, необходимо учитывать при геологическом картировании, корреляции разрезов и палеогеографических реконструкциях. При этом вполне очевиден факт, что постдиагенетическая вертикальная зональность геосинклинальных разрезов проявляется гораздо слабее горизонтальной. Отсюда можно заключить, что глубина вторичных преобразований осадочных пород в условиях геосинклинального режима зависит не столько от возраста отложений и их структурного поло-

жения в вертикальном разрезе, сколько от интенсивности стресса и близости к осевой зоне структуры.

Примечателен, на наш взгляд, тот факт, что положение верхней границы позднего метабазита в пределах изученного региона пространственно (см. фиг. 1) совпадает в общих чертах с линией ограничения непереработанного кристаллического фундамента, прослеженного по геофизическим данным. Создается впечатление, что основание фундамента служило своеобразным «барьером», препятствовавшим распространению в западном направлении стрессовых и прочих связанных с ними явлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М., Крылов И. Н. К стратиграфии докембрия западного склона Северного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
- Депплес Э. К. Диагенез и (катагенез) песчаников.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Ильинский Г. А. О процессах изменения хромита в палеозойских метаморфизованных конгломератах западного склона Северного Урала.— Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1959, № 6, вып. 1.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метабазита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Курбацкая Ф. А. Эпигенез и метабазит в древних толщах западного склона Среднего Урала.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1969, вып. 4, № 182.
- Курбацкая Ф. А. Значение процессов эпи- и метабазита для стратиграфической корреляции разрезов.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1974, вып. 6, № 283.
- Курбацкая Ф. А. Характер вторичных изменений в породах осланской свиты западного склона Среднего Урала.— Уч. зап. Пермск. ун-та, 1976, вып. 7, № 318.
- Кухаренко А. А., Смирнов Ю. Д. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала.— Матер. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 28.
- Леонова В. А. К вопросу о метаморфизме некоторых палеозойских пород западного склона Среднего Урала.— Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1955, № 188, вып. 5.
- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2.
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд-во Саратовск. ун-та, 1948.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. М., «Недра», 1961.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного преобразования, их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2.
- Страхов Н. М. Основы литологии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Чочий Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Тр. ВНИГРИ, нов. сер., 1955, вып. 91.

Пермский госуниверситет

Дата поступления
6.XII.1977

МЕТОДИКА

УДК 553.982.233

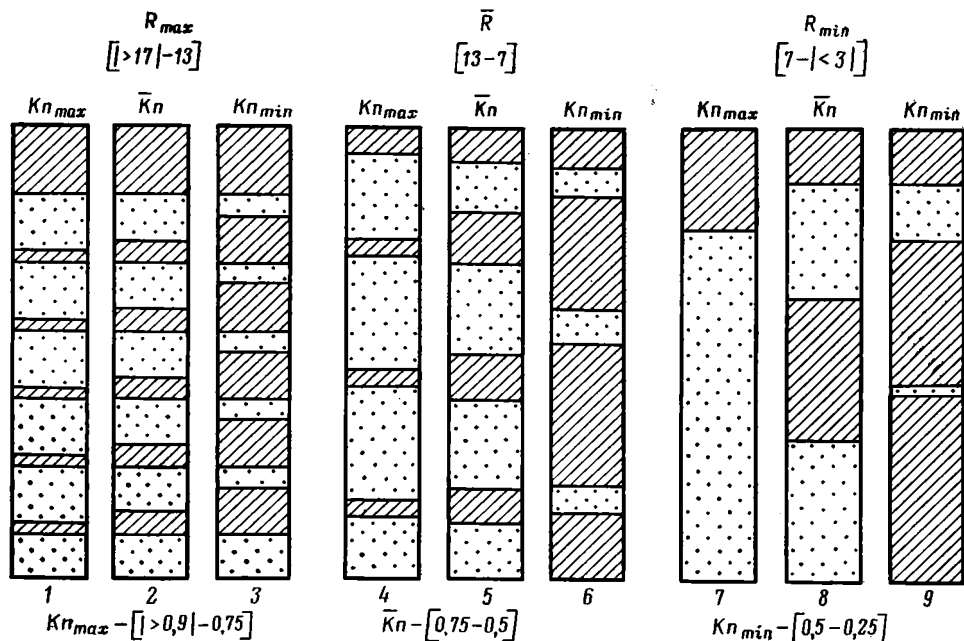
**К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ,
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И КОМБИНИРОВАННЫХ ЛОВУШЕК
НЕФТИ И ГАЗА**

А. А. ГУСЕНИНОВ, Н. А. ЯНЬШИНА

В настоящее время по вопросам современного состояния методов поисков литологических, стратиграфических и комбинированных (ЛСК) ловушек и залежей нефти и газа опубликован ряд работ отечественных и иностранных специалистов. В качестве основных методов рекомендуются и применяются геофизические, литолого-палеогеографические и палеогеоморфологические.

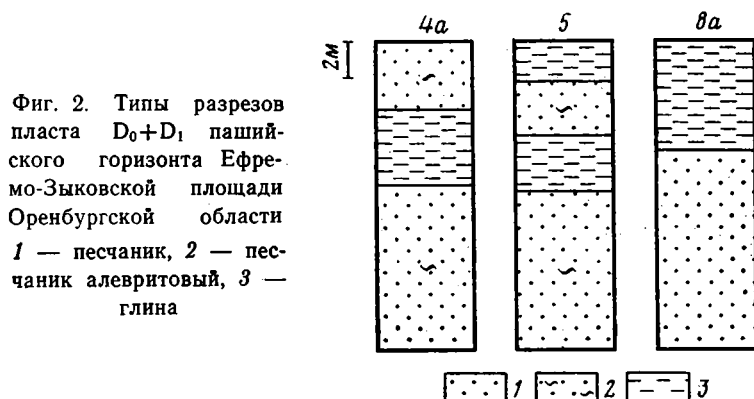
Нами сделана попытка использования отдельных формализованных методов обработки результатов промыслово-геофизических исследований для расчленения и синхронизации терригенных отложений среднего и верхнего девона Оренбургской обл. и Удмуртской АССР с целью получения надежных результатов для дальнейшей статистической интерпретации промыслово-геофизического материала, построения крупномасштабных литологических карт и установления участков предполагаемого развития ЛСК ловушек нефти и газа.

В процессе изучения терригенных отложений девона нами применены: способ скользящего усреднения (Мальти и др., 1970), корреляция методами динамического программирования (Гришкевич, 1975) и оптимальный метод расчленения и корреляции разрезов (Бадьянов, 1972). Использование названных методов расчленения и корреляции разрезов явилось первым этапом исследования терригенных отложений; более детальные исследования отложений для выявления площадей и участков распространения ЛСК-ловушек предусматривали изучение геологической неоднородности отложений. Под геологической неоднородностью отложений будем понимать неравномерность (изменчивость) распределения в них вещества и разнообразие составляющих их элементов в пределах изученной территории. Индикатором геологической неоднородности явилась фациальная изменчивость отложений, количественная оценка которой дана с помощью различных коэффициентов (Стасенков и др., 1972). В качестве примера первого опыта комплексного использования параметров геологической неоднородности для выявления, в частности, структурно-литологических и структурно-стратиграфических ловушек и зон распространения ЛСК-ловушек изучены терригенные отложения среднего и верхнего девона Оренбургской обл. и отдельных площадей сопредельных территорий Татарии и Башкирии, перспективы которых установлены исследованиями Г. А. Каледы, И. Г. Гассановой и др.



Фиг. 1. Модели (1—9) разрезов терригенных отложений среднего и верхнего девона Оренбургской области

При литологических реконструкциях распространения песчано-алевритовых пород был применен модельный подход. Реализуя модель, мы установили, что наиболее информативными показателями являются коэффициенты расчлененности (R) и песчаности (K_n). Анализ значений этих коэффициентов, проведенный по 300 промыслово-геофизическим разрезам скважин, позволил выразить изменение мощности и числа прослоев песчано-алевритовых пород в виде моделей разрезов (фиг. 1).



Фиг. 2. Типы разрезов пласта $D_0 + D_1$ пашийского горизонта Ефремов-Зыковской площади Оренбургской области
1 — песчаник, 2 — песчаник алевритовый, 3 — глина

Всего предполагается девять моделей разрезов, отличающихся по максимальным, средним и минимальным значениям параметров геологической неоднородности. Из этих моделей разрезов следует, что первостепенный интерес с точки зрения поисков ЛСК-ловушек с относительно крупными запасами нефти могут представлять модели 2, 4, 5 и 8, так как они характеризуются максимальными и средними значениями мощностей песчано-алевритовых пород-коллекторов и достаточно надежными (по мощ-

Распределение площадей Большекинского и Пономаревского валов

Коэффициент- расчлененнос- ти, R	Коэффициент			
	0,1—0,2	0,2—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5
13—11				
11—9				
9—7		3. Алябьевская 4. Садкинская + + Кирюшкинская	4. Пономаревская 5. Садкинская + + Кирюшкинская	
7—5				
5—3	2. Алябьевская 3. Ашировская 3. Кочегановская	3. Бузатовская 3. Пономаревская 3. Хомутовская		3. Садкинская + + Кирюшкин- ская
3	3. Ефремо-Зыков- ская		3. Красноярская 3. Султангулово- Заглядинская	

Горизонты: 1 — пашийский; 2 — муллинский; 3 — ардаатовский; 4 — воробьевский; 5 — афонинский;
6 — койвенский.

ности) глинистыми или глинисто-карбонатными перемычками. Затем по степени перспективности запасов в ЛСК-ловушках следуют модели 3, 6 и 9, где мощности песчано-алевритовых пород значительно меньше. Модели 1 и 7 можно рассматривать как реализацию единого гидродинамического резервуара, т. е. эти разрезы в пределах локального поднятия могут быть перспективны на поиски пластовой залежи.

Одновременно составлены таблицы распределения площадей (локальных поднятий) по дифференцированным классам коэффициентов расчлененности и песчанистости (таблица). Совместное рассмотрение моделей разрезов и таблиц распределения площадей по классам $R-K_n$ позволило выделить объекты для детальных исследований, так как эти объекты, судя по основным параметрам геологической неоднородности, характеризуются оптимальными условиями для формирования ЛСК-ловушек. Например, из таблицы следует, что разрез пашийского горизонта верхнего девона Ефремо-Зыковской и Хомутовской площадей характеризуется преимущественно оптимальными значениями коэффициентов расчлененности и песчанистости ($R=7-9$, $K_n=0,6-0,7$), что соответствует модели 5.

Для сопоставления реальных разрезов пашийского горизонта с моделью по каротажным диаграммам установлено число прослоев песчано-алевритовых пород и определены их мощности. Разрезы скважин сгруппированы в типовые разрезы по близким значениям этих параметров. Установлено, что на рассматриваемых площадях реализованы разрезы, сопоставимые с моделями 4, 5 и 8. Трудно предположить, что реальные разрезы скважин тождественны моделям, т. е. модели разрезов будут реализованы в «чистом» виде. Фиксируемые «отклонения» в реальных разрезах учтены, и этим типам разрезов дополнительно присвоены буквенные индексы (фиг. 2). Например, для разреза пашийского горизонта группы скважин Ефремо-Зыковской площади характерно некоторое

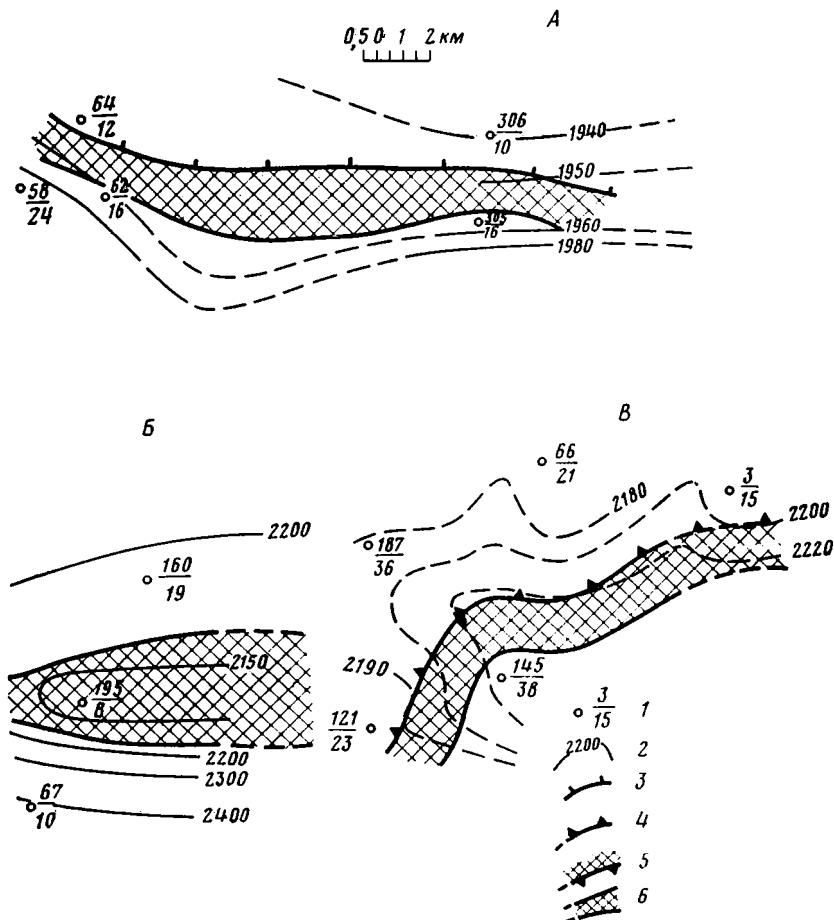
песчаности, K_p				
0,5—0,6	0,6—0,7	0,7—0,8	0,8—0,9	0,9
1. Бузатовская	1. Кочегановская 1. Ефремо-Зыковская 1. Хомутовская 1. Ашировская 1. Тарханская	1. Степановская 1. Султангулово-Заглядинская 1. Пономаревская 6. Ефремо-Зыковская	1. Садкинская + + Кирюшкинская 1. Алябьевская 1. Измайловская 6. Кочегановская 6. Султангулово-Заглядинская 6. Ашировская 6. Пономаревская 6. Алябьевская 1. Красноярская	6. Красноярская

сокращение мощности нижнего песчаного прослоя, и этому типу разреза присвоен индекс 4а, хотя в принципе разрез сопоставляется с моделью 4, и т. д. По типовым разрезам строятся литологические карты и выделяются участки и зоны развития различных типов разрезов. Граничные участки двух типов разрезов, на которых фиксируется экранирование (выклинивание, фаціальное замещение) коллекторов непроницаемыми породами, следует рассматривать (с учетом благоприятных структурных условий) как зоны, возможно перспективные на поиски ЛСК-ловушек и залежей.

Анализ фактического материала по терригенным отложениям среднего и верхнего девона на основе предложенной методики позволил установить зональные интервалы, зоны и локальные участки развития ЛСК-ловушек (фиг. 3, 4). Максимальный интерес на поиски ЛСК-ловушек и залежей представляют три зоны в пределах Ефремо-Зыковской-Артемьевской (пашийский горизонт, верхний пласт D_0), Северо-Красноярской-Султангулово-Заглядинской-Красноярской (пласт D_0), Пономаревской (койвенский горизонт среднего девона, пласт D_v) площадей (фиг. 2).

По результатам исследований выделены три локальных участка развития структурно-литологических и структурно-стратиграфических ловушек в пределах Хомутовской площади (пласт D_0) и в районе Краснооктябрьского выступа кристаллического фундамента (Садкинская-Кирюшкинская-Султангулово-Заглядинская-Краснооктябрьская-Малокинельская-Пилюгинская площади; пласты D_v койвенского и D_v^1 афонинского горизонта среднего девона) (фиг. 4).

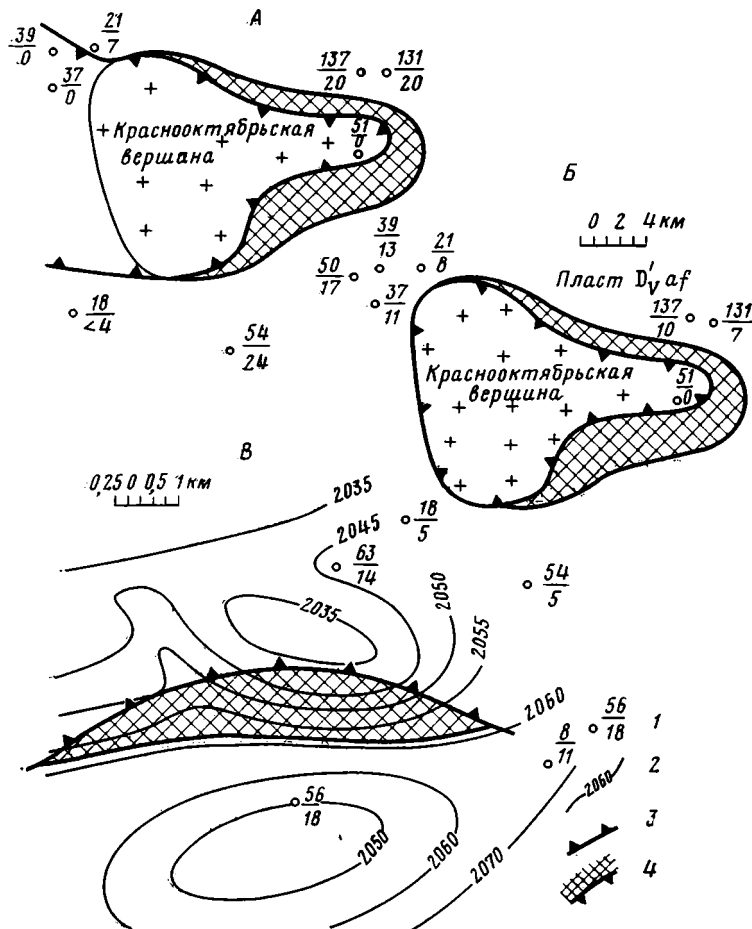
Таким образом, использование параметров геологической неоднородности позволило выявить наиболее перспективные площади и в их пределах установить зоны и локальные участки распространения ЛСК-ловушек. Фактически построение моделей разрезов, составление таблиц распределения объектов по классам коэффициентов расчлененности и песчаности и детальное литологическое картирование — процесс подготовки ЛСК-ловушек к поисковому бурению.



Фиг. 3. Зоны развития ЛСК-ловушек в отложениях койвенского и пашийского горизонтов Оренбургской области

1 — в числителе номер скважины, в знаменателе мощность песчано-алевритовых пород; 2 — изогипсы кровли койвенского (D_v) и пашийского горизонтов (D_0); 3 — линия замещения пласта D_0 ; 4 — линия выклинивания песчаных пластов; 5 — предполагаемая зона развития ловушек; 6 — предполагаемая зона развития пласта D_v . А — Ефремовская и Артемьевская площади, пласт D_0 ; Б — Пономаревская площадь, пласт D_v ; В — Северо-Красноярская-Султангулово-Заглядинская-Красноярская площади, пласт D_0

Для подтверждения необходимости применения предложенной методики поисков ЛСК-ловушек следует отметить, что при поисково-разведочных работах на нефть в отложениях продуктивного пашийского горизонта на Ашировском локальном поднятии Оренбургской обл. при поисках сводовой залежи обнаружена структурно-литологическая залежь. Применение параметров геологической неоднородности при переинтерпретации промыслово-геофизического материала также позволило (при $R=5-7$, $K_n=0,6-0,7$) определить местоположение структурно-литологической ловушки на Ашировском поднятии. Таким образом, подтверждена правомочность применения предложенного метода поисков ЛСК-ловушек нефти и газа. Использование метода по сравнению с региональными палеогеографическими и палеогеоморфологическими методами прогноза и поисков обеспечивает следующие преимущества: а) оперативное выявление объектов распространения ЛСК-ловушек и отбраковку площадей, не представляющих практического интереса на поиски ЛСК-ловушек; б) возможность построения крупномасштабных карт размещения ЛСК-ловушек согласно требованиям подготовки ловушек к поиско-



Фиг. 4. Локальные участки развития структурно-литологических ловушек в отложениях койвенского, афонинского и пашийского горизонтов Оренбургской области

1 — в числителе номер скважины, в знаменателе мощность песчано-алевритовых пород; 2 — изогипсы кровли койвенского (D_v), афонинского (D_v') и пашийского горизонтов (D_0); 3 — линия выклинивания песчаных пластов; 4 — предполагаемая ловушка; крестик — породы кристаллического фундамента. Садкинская-Кирушкинская+Султангулово-Заглядинская+Краснооктябрьская+Малокинельская+Пилюгинская площади: А — пласт D_v sv, Б — пласт D_v' af; В — Хомутовская площадь, пласт D_0 ps

вому бурению, что значительно повысит геологическую эффективность поисково-разведочных работ на нефть и газ особенно в «старых» нефтегазодобывающих районах за счет прироста промышленных запасов нефти и газа в ЛСК-ловушках.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадьянов В. А. Методика детального расчленения и корреляции неоднородных продуктивных горизонтов. — Тр. Гос. н.-и. и проектного ин-та, вып. 30, Тюмень, 1972.
Гришкевич В. Ф. Решение задачи детальной литолого-стратиграфической корреляции методами динамического программирования. — В сб.: Проблемы нефти и газа Тюмени, 1975, вып. 26.
Мальти Х., Азаматов В. И., Гомзиков В. К., Носенков И. Э. Применение статистических методов при детальной корреляции продуктивных кембрийских отложений месторождения Хасси-Мессауд. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, № 7.
Стасенков В. В., Климушин И. М., Брегов В. А. Методы изучения геологической неоднородности нефтяных пластов. М., «Недра», 1972.

ХРОНИКА

УДК 549.67

**ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «ГЕОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС
И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦЕОЛИТОВ» (Звенигород, 1978 г.)**

А. Г. КОСОВСКАЯ, В. В. ПЕТРОВА

Всесоюзный семинар «Геология, генезис и использование цеолитов» был организован Комиссией по генетической минералогии и физическим методам исследования минералов Межведомственного литологического комитета АН СССР и Геологическим институтом АН СССР. Семинар состоялся в г. Звенигороде с 17 по 22 марта 1978 г. В семинаре приняло участие 160 человек, представлявших 40 организаций (академические, отраслевые институты, университеты, вузы, различные предприятия народного хозяйства) из 20 городов СССР.

Организация и программа семинара впервые ставили задачей обсуждение всего многообразия широкого круга проблем, связанных с геологией и минералогией цеолитов.

В течение последних десяти лет во всем мире наблюдался резко возросший интерес к изучению природных цеолитов осадочно-вулканогенных формаций, в которых цеолиты часто образуют мощные мономинеральные пласты. Этот интерес определяется перспективами использования цеолитов в качестве адсорбентов и молекулярных сит во многих отраслях промышленности и сельского хозяйства. Начиная с 1976 г., были проведены четыре международных конференции по молекулярным ситам, на которых обсуждались различные аспекты физико-химических свойств и использования цеолитов, а также отдельные вопросы геологии и минералогии цеолитов, являющихся объектами промышленного использования (Англия, 1967; США, 1970; Швейцария, 1973; США, 1977 г.). В 1976 г. в США состоялась первая международная конференция (Цеолиты-76), на которой вопросы геологии и минералогии цеолитов заняли главенствующую роль. В 1977 г. в США была организована Международная ассоциация по изучению цеолитов (IAZ), в статусе которой предусматривается объединение и координация различных направлений в исследованиях цеолитов.

В СССР были проведены две Всесоюзные конференции (Баку, 1974; Тбилиси, 1974) и Советско-Болгарский симпозиум (Тбилиси, 1976), посвященные вопросам изучения промышленных ресурсов цеолитов, их физико-химических свойств и возможностей использования в промышленности и сельском хозяйстве.

Тематика Всесоюзного семинара в Звенигороде принципиально отличалась от всех предыдущих конференций как в СССР, так и за рубежом. В центре внимания были вопросы возможностей использования цеолитов как индикаторов определенных геологических обстановок для решения важнейших проблем теоретической геологии.

Именно этот аспект был рассмотрен во вступительном программном докладе вице-президента АН СССР акад. А. В. Сидоренко. Были подчеркнуты два определяющих обстоятельства:

1) широкое распространение цеолитов в комплексах пород, привлекающих сейчас наибольшее внимание геологов. Это современные и древние отложения осадочного чехла океанов, вулканогенно-осадочные серии областей, переходных от океанов к континентам, и, наконец, офиолитовые комплексы магматического субстрата океанического дна и эвгеосинклинальных областей континентов. Для всех этих объектов характерно присутствие разнообразнейших цеолитов, которые пока почти не изучались под углом зрения их индикаторных возможностей для характеристики различных геологических процессов;

2) кристаллохимические особенности лабильной структуры цеолитов и легкость их образования в широком диапазоне разных физико-химических и термодинамических условий позволяют рассчитывать, что цеолиты окажутся не только чуткими индикаторами геологических обстановок, но и одной из важнейших групп минералов, способных концентрировать признаки геохимической перестройки основных магматических пород в процессе их «континентализации». А. В. Сидоренко также была подчеркнута

значимость цеолитов как адсорбентов не только в ряде отраслей народного хозяйства, но и в важнейшей проблеме — охране окружающей среды.

Председатель Межведомственного литологического комитета член-корр. АН СССР П. П. Тимофеев отметил, что настоящее совещание является четвертым, которое проводится, начиная с 1961 г., Комиссия по минералогии и физическим методам Межведомственного литологического комитета. Общим для всех проведенных совещаний является их методологическая целеустремленность, заключающаяся в выявлении возможностей применения современных прецизионных методов исследования и экспериментальных работ для решения крупных генетических проблем, наиболее актуальных для данного этапа развития литологии. В настоящий момент таким объектом являются цеолиты. П. Н. Тимофеев подчеркнул, что необходимо создание комиссии по цеолитам, которая могла бы объединить и координировать работы минералого-геологического профиля по изучению цеолитов с физико-химическими и технологическими исследованиями.

В выступлении председателя научного совета по синтезу, изучению и применению адсорбентов отделения общей и технической химии АН СССР акад. М. М. Дубинина была подчеркнута увеличивающаяся значимость использования природных цеолитов во многих отраслях народного хозяйства и выражено удовлетворение нарастающим интересом геологов к изучению природных цеолитов.

Программа заседаний семинара предусматривала возможно более широкое освещение и обсуждение двух главных разделов проблемы цеолитов: а) геологии и минералогии цеолитов как индикаторов геологических процессов; б) физико-химических свойств и использования их в промышленности. Геологические проблемы изучения цеолитов, дискуссионные вопросы этой проблемы и возможные пути их решения были рассмотрены в докладе проф. А. Г. Коссовской. Постановочный доклад по перспективам использования природных цеолитов сделал академик АН Грузинской ССР Г. В. Цицишвили.

Были заслушаны доклады, как постановочного плана, так и с характеристикой конкретных объектов по следующим разделам: 1) главные типы месторождений в СССР (А. С. Михайлов, Н. И. Схиртладзе, В. В. Байраков); 2) цеолиты осадочного чехла океанов (Г. Ю. Бутузова, Н. А. Лисицина, И. А. Мурдмаа, А. Г. Коссовская; В. Д. Шутов); 3) цеолиты мезо-кайнозойских осадочных пород Русской платформы и областей альпийской складчатости — дискуссионные вопросы их генезиса и возможности использования как глобальных реперов фаз тектоно-магматической активности (С. И. Шуменко, В. И. Муравьев, Е. Я. Петрушко); 4) цеолиты магматических пород и некоторые особенности цеолитообразования в офиолитовых комплексах (В. П. Петров, Ш. Х. Аллахвердиев и др.; Р. М. Юркова); 5) закономерности гидротермального цеолитообразования (С. И. Набоко, В. В. Наседкин, В. А. Супручев); 6) вопросы генетической классификации цеолитов; 7) физико-химические условия образования цеолитов и экспериментальные исследования (Э. Э. Сендеров, С. П. Габуда); 8) свойства цеолитов месторождений СССР и пути их промышленного использования (Н. Ф. Челищев и др.). По ряду разделов развернулись прения и были проведены широкие дискуссии.

Участники подчеркнули важное значение семинара, позволившего подвести итоги разносторонних исследований советских специалистов, осуществить широкий обмен информацией и наметить перспективные направления дальнейших работ. Было отмечено, что в результате исследований последних лет установлены закономерности геологического положения и пространственного размещения некоторых типов цеолитоносных пород на территории СССР. Поисково-разведочные работы позволили выявить крупные месторождения клиноптилолита и морденита. Прделана большая работа по изучению адсорбционных и ионнообменных свойств природных цеолитов с целью оценки перспектив их использования в народном хозяйстве СССР. Определенные успехи достигнуты в области экспериментального моделирования природного цеолитообразования и установления физико-химических параметров этого процесса. Однако эти результаты еще далеко не достаточны для разработки научно обоснованной теории формирования различных типов цеолитов, и их ассоциаций.

Участники семинара подчеркнули, что обширный круг задач в изучении цеолитов, связанный с решением важнейших проблем современной геологии океанов и континентов, не может быть успешно решен без создания определенного организационного Центра или Комиссии по геологии цеолитов, которая и координировала бы научно-исследовательские работы по геолого-минералогическим исследованиям цеолитов разных генетических типов. Широкое распространение цеолитов в современных и древних океанических осадках и магматических породах океанического дна, в различных вулканогенных комплексах эвгеосинклиналей континентов и областей островных дуг, наряду с особенностями их лабильной кристаллохимической структуры, — залог того, что эта группа минералов будет служить важнейшим индикатором геологических обстановок и процессов.

Семинар отметил необходимость следующих мероприятий как научного, так и организационного плана.

1. В работах по изучению цеолитов современных и древних отложений осадочного чехла океанов задача заключается в установлении закономерностей и причин пространственного и временного распространения филлипсита и клиноптилолита, первый из которых приурочен к отложениям от современных до олигоцена, второй к эоцену — мелу. Необходимо дать кристаллохимическую характеристику типов цеолитов, приуроченных к разным типам пород, разным стратиграфическим интервалам и разным струк-

турам океанического дна. В итоге должна быть дана характеристика цеолитовой фации осадочного слоя океанов и предложена ее генетическая интерпретация.

2. В мезо-кайнозойских отложениях Русской платформы и альпийской складчатой зоны выявить узкие стратиграфические уровни максимально насыщенного цеолитообразования (клиноптилолитовые горизонты), сравнить их с идентичными океаническими образованиями и выявить возможности использования этих «раритетных» пород в карбонатно-кремнистых формациях мела — палеогена континентов и океанов как коррелятивы или индикаторы всплеск магматической активности («камуфлированный вулканизм»).

3. Усилить внимание к изучению кристаллохимических особенностей и парагенезов цеолитовых ассоциаций в породах офиолитовых комплексов континентов и океанов. Особенно важно выяснение специфики или идентичности этих особенностей в офиолитах океанов и континентов.

4. Начать работу над созданием геолого-генетической классификации природных цеолитов с широким привлечением новых материалов по геологии, минералогии и кристаллохимии цеолитов, связанных с различными геологическими обстановками и процессами.

5. Усилить взаимосвязь в работах геолого-минералогического плана с исследованием структур цеолитов, их физико-химических свойств и экспериментальными исследованиями. Отмечено, что необходимы более углубленные физико-химические и геохимические исследования процессов цеолитообразования.

6. Создать рабочую группу по подготовке предложений для разработки генетической и кристаллохимической классификации цеолитов на современном уровне.

7. Семинар присоединился к рекомендациям, принятым ранее (Баку, 1974 г.; Тбилиси, 1974 и 1976 гг.), связанным с промышленным использованием цеолитов и изучением их физико-химических свойств.

8. Семинар принял решение просить Секцию наук о Земле рассмотреть вопрос о создании комиссии по цеолитам. Это особенно важно и необходимо в связи с организацией Международной ассоциации по цеолитам (США, 1977 г.), в которой объединены исследования геологического, экспериментально физико-химического и технологического профилей. В настоящее время организационные вопросы исследования цеолитов сосредоточены только в Научном совете по адсорбентам при отделении общей и технической химии АН СССР, что, естественно, не может обеспечить необходимую организацию работ по геологическим проблемам исследования цеолитов.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
20.IV.1978

УДК 001 : 552

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ НА XI КОНГРЕССЕ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

И. М. АФАНАСЬЕВА, В. В. ДАНЫШ, Л. Г. ТКАЧУК

В программу заседаний секции «Литология» XI Конгресса КБГА было включено 33 доклада, авторами которых являются 49 ученых-геологов стран — участниц КБГА. В число заслушанных докладов входят: от НРБ — 2, ПНР — 1, СССР — 16, ЧССР — 1, ВНР — 8, СФРЮ — 3 и два совместных доклада от НРБ и СССР.

Тематика докладов касалась палеогеографии, различных аспектов седиментологии, геохимии и региональной геологии Карпат, Балкан, Динарид, смежных областей, а также Крыма и Кавказа. Наибольшее количество докладов посвящено формационному анализу, методике изучения флиша и палеогеографическим реконструкциям, в том числе с позиций глобальной тектоники. Доклады, как правило, базировались на фактическом материале и благодаря этому вызвали заинтересованность у слушателей. Этот интерес во многом определялся и тем, что затронутые в докладах вопросы имеют не только научное, но и практическое значение.

В первой группе докладов выделяется проблемный вопрос о расшифровке природы олистолитов и олистостромов, недооценка или игнорирование которых в разных геологических регионах может привести к серьезным ошибкам в региональных построениях (Кульчицкий Я. О., Вялов О. С., Лозыняк П. Ю., Добровольская Т. И., Сальман Г. Б., СССР). В этих докладах большое внимание уделялось вопросам типизации текстур механического происхождения. Среди гравиглифов различают: оползневые внутрислойные, захватывающие один слой; оползневые крупного масштаба, охватывающие несколько слоев; и перемещенные крупные глыбы или целые горизонты более древних пород, находящихся среди более молодых образований, Я. О. Кульчицкий различает эндоолистостромы, состоящие из материала той же формации, в которую они включены, и

аллоolistостромы, содержащие гетерогенный, часто «экзотический» материал. Данные о текстурах механического происхождения позволяют нередко избежать ошибочных структурных и стратиграфических построений.

Заслуживает внимания тематика по статистическим методам изучения флишевой формации, включающей в себя отдельные подформации и генетические типы фаций, что важно для установления палеогеографических особенностей формирования этого своеобразного комплекса, а также для выяснения условий возможного формирования и размещения полезных ископаемых (Я. Котлярчик, А. Кравчик, ПНР; С. Л. Афанасьев, СССР, и др.).

Во всех докладах с большей или меньшей полнотой отмечается зависимость седиментации от характера тектонического режима, типа и глубины бассейнов, характера геологического строения и палеогеографических особенностей областей сноса осадочного материала. Ряд материалов был изложен с использованием данных опубликованного в плане работы седиментологической комиссии КБГА первого тома Атласа карт палеотранспорта (титон — альб) (В. В. Даныш, СССР).

В последние годы среди геологов все большее внимание уделяется геохимическим методам исследования с применением новейшей аппаратуры. Результаты таких исследований нашли отражение в докладах на секции, что явилось значительным и весьма важным дополнением региональных обзоров по формациям и фациям. Из сообщений по этой тематике необходимо выделить новые материалы в отношении эволюции вещественного состава обломочных пород на различных стадиях литогенеза (И. М. Афанасьева, Л. Г. Ткачук, СССР), состава и происхождения кремнистых пород (Ю. Н. Сеньковский, И. М. Афанасьева), изменения физических, химических и других свойств осадочных пород под влиянием температуры, давления и подземных вод (Э. Я. Жовинский, СССР), а также материалы по выделению особых геохимических фаций (З. В. Тимофеева, И. Начев, СССР, НРБ). Эволюция вещественного состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород дает возможность выявить определенные факторы, которые ее контролируют, и оценить их значение применительно к каждой петрографической группе пород. Анализ пространственно-временного распределения силицитов и кремнеземвещающих осадочных пород показал значительную синхронность процесса кремненакопления в платформенном и карпатском флишевом бассейнах; в последнем периоды кремненакопления совпадали с начальным и завершающим этапами флишевого развития карпатской геосинклинали.

С учетом литолого-фациальных и геохимических данных много внимания уделено условиям образования и закономерностям размещения полезных ископаемых, в частности горючих сланцев Болгарии (Б. Каменов, Г. Панов и др.) и Венгрии (А. Ямбор, Г. Шолти), угля Западных Карпат (Ф. Чех, Э. Мехачек, ЧССР), калийных солей Советского Предкарпатья (Д. П. Хрущов), железа и марганца акватории Черного моря, а также месторождений смежных территорий (Е. Ф. Шнюков, СССР). Интересные данные приведены болгарскими литологами о формации горючих сланцев Среднегорской зоны Болгарии. В этой зоне установлены третичные депрессии с характерной угленосной и сланценосной молассовой седиментацией. Особо рассмотрены постседиментационные, вторичные преобразования осадочных пород и их значение для миграции и интеграции химических, в том числе рудообразующих элементов (К. Вираг, ВНР).

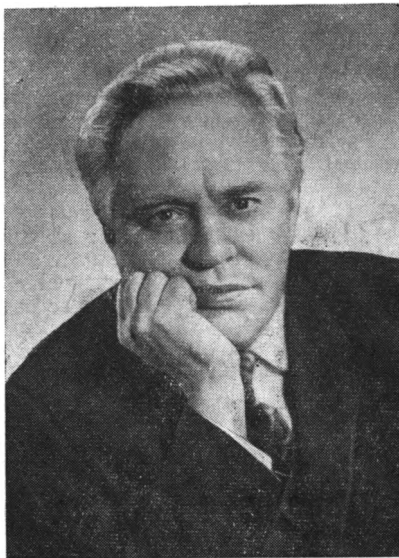
Заслушанные на секции доклады и результаты их обсуждения позволяют утверждать, что литологические исследования во всех странах — членах КБГА приобрели неизмеримо большие масштабы в количественном и более высоком уровне в качественном отношении. Все с большим успехом применяются статистические математические методы в изучении формаций, фаций, цикличности седиментации, геохимии литогенеза.

Особенно важно более углубленное изучение геохимических особенностей всех геологических формаций Карпат и Балкан по единой разрабатываемой программе с использованием формы разностороннего сотрудничества. Результаты таких исследований будут способствовать обоснованию геохимических критериев и более эффективному прогнозированию полезных ископаемых, в частности скрытых, не выходящих на земную поверхность.

Во время работы XI Конгресса КБГА членам секции удалось наладить научные контакты со специалистами определенных геологических направлений. Это залог дальнейшей плодотворной работы в рамках КБГА, в том числе работы по разрешению существующих проблемных вопросов в области седиментологии.

Институт геохимии
и физики минералов АН СССР,
Киев

Дата поступления
17.III.1978



ВЛАДИМИР ПАНТЕЛЕЙМОНОВИЧ КАЗАРИНОВ

7 мая 1978 г. оборвалась жизнь выдающегося литолога Сибири, доктора геолого-минералогических наук, профессора Владимира Пантелеймоновича Казаринова.

В. П. Казаринов родился в 1912 г. в г. Иркутске в семье известного сибирского ученого-краеоведа Пантелеймона Константиновича Казаринова. В 1939 г. он окончил геолого-разведочный факультет Томского индустриального (ныне политехнического) института. С этого времени и до конца своей жизни он работал в геологических, геофизических производственных, а затем в научно-исследовательских организациях Западной Сибири. Начальник партии, старший отраслевой инженер Западно-Сибирского геологического управления, главный геолог треста «Сибнефтегеофизика», заместитель директора по науке Сибирского филиала ВНИГРИ (по совместительству руководитель геологического сектора ВНИИГеофизика), заместитель директора по науке (в последние годы в связи с ухудшением здоровья — руководитель сектора) СНИИГГИМС — таков трудовой путь, пройденный Владимиром Пантелеймоновичем.

Первые годы своей трудовой деятельности В. П. Казаринов посвятил геологической съемке, поискам и разведке неметаллических и металлических полезных ископаемых, разработке вопросов стратиграфии, литологии и геохимии меловых и третичных отложений Западной Сибири. В. П. Казариновым в это время был обобщен огромный фактический материал и составлены исчерпывающие сводки по геологии и закономерностям размещения в мезозойских и кайнозойских отложениях Западной Сибири тугоплавких и огнеупорных глин, минеральных красок, стекольных и формовочных песков, солей, торфовиванитов, руд железа, марганца и алюминия. Под руководством отраслевого инженера ЗСГУ В. П. Казаринова за 1942—1952 гг. были открыты, разведаны и переданы промышленности (или подготовлены к эксплуатации) Ивановское, Евсинское, Дорогинское, Баркинское, Балайское и другие месторождения керамических и огнеупорных глин, первые значительные в Сибири месторождения строительного гипса, поваренной соли, сульфата натрия, пылевидного кварца и др. По инициативе В. П. Казаринова и при его личном участии было произведено первое опробование железносных горизонтов верхнего мела в районе г. Колпашево, а впоследствии открыт гигантский железорудный бассейн.

В. П. Казаринов — один из разработчиков первого плана опорного бурения в Западно-Сибирской низменности, результатом реализации которого явилось открытие Березовского газоносного района.

В 1942 г. В. П. Казаринов защитил кандидатскую, а в 1951 г. — докторскую диссертации. В диссертационных работах, равно как и в публикациях этого времени, В. П. Казаринов показал место и время возникновения формаций кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых на территории Западной Сибири. Формации кор выветривания всегда рассматривались В. П. Казариновым как литологически и геохимически обособленные геологические тела, отвечающие строго определенным этапам развития земной коры. На основании изучения вещественного состава разрезов осадочных толщ Сибири В. П. Казариновым и его учениками были определены потенциально рудоносные горизонты пород фанерозоя и позднего докембрия и начаты планомерные поисково-оценочные работы на различные виды минерального сырья.

Особенно в больших размах эти работы приобрели в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), который был создан по инициативе и при деятельном участии В. П. Казаринова. Здесь под его руководством были организованы крупные научные коллективы, объединенные единой задачей — изучением закономерностей размещения в азиатской части СССР осадочных полезных ископаемых, прежде всего бокситов, железных руд, фосфатного сырья, солей.

Талантливый воспитатель кадров, В. П. Казаринов создал крупные коллективы сибирских производственников и научных работников. Более 20 докторов и кандидатов наук, его учеников, в настоящее время трудятся в различных организациях Советского Союза.

Как председатель Сибирского отделения Междуведомственного литологического комитета, член редколлегии журнала «Геология и геофизика» В. П. Казаринов сделал очень много по объединению специалистов для решения неотложных нужд сибирской геологии. Под его редакцией периодически публиковались такие крупные геологические сводки, как карты нефтегазоносности Западной Сибири, бокситоносности Сибири и Дальнего Востока, фосфоритоносности Алтае-Саянской и Забайкальской складчатых областей и др. Подготовлены к опубликованию коллективные карты и монографии «Фосфориты и апатиты Сибири», «Коры выветривания Сибири».

Всего В. П. Казариновым опубликовано около 200 работ, в том числе несколько крупных монографий, получивших широкую известность среди литологов Советского Союза, — «Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири», «Выветривание и литогенез» и др. В последние годы он интенсивно и увлеченно работал над книгой «Пульсации Земли» — крупным теоретическим обобщением своих воззрений по литогенезу. Работа эта почти завершена, и долг друзей и учеников В. П. Казаринова — ее издать. Она безусловно вызовет большой интерес среди геологической общественности.

Партия и правительство высоко оценили труд Владимира Пантелеймоновича. Он был удостоен почетных званий лауреата Ленинской премии, Заслуженного геолога РСФСР, награжден орденом Трудового Красного Знамени, медалями Советского Союза.

Память о Владимире Пантелеймоновиче навсегда сохранится в наших сердцах.

Редколлегия,
Междуведомственный литологический комитет,
СНИИГГИМС

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м., 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так: А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуру не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1.12.1978	Подписано к печати 22.01.79	Т-02626	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .
Высокая печать.	Усл. печ. л. 14,0	Уч.-изд. л. 15,6	Бум. л. 5,0 Тираж 1290 экз. Заказ 4391

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

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА. 1975. 94 с. 98 к.

Левченко С. В. ДОПЛАТФОРМЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ КУЗНЕЦКО-МИНУСИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА. 1975. 190 с. 1 р. 37 к.

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В РАЗНЫХ ЗОНАХ МЕТАМОРФИЗМА. 1974. 192 с. 1 р. 66 к.

ПЕТРОЛОГИЯ ТАЛНАХСКОЙ РУДОНОСНОЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ ТРАППОВОЙ ИНТРУЗИИ. 1975. 432 с. 3 р. 86 к.

Полонская Б. Я., Розонова Е. Д. и Андрианова А. Г. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1975. 104 с. 70 к.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Материалы Первого Всесоюзного радиогеохимического совещания (15—19 мая 1972 г., Новосибирск). 1975. 295 с. 2 р. 93 к.

Сухорукова С. С. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА. Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 260. 1975. 130 с. 1 р. 15 к.

Сюндюков А. З. ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ (верхний девон, карбон, нижняя пермь). 1975. 174 с. 1 р. 78 к.

Филина С. И. ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРЫ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ. 1976. 78 с. 72 к.

Шехоркина А. Ф. ФОРМАЦИИ И РУДОНОСНОСТЬ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ХРЕБТА ДЖАГДЫ (Хабаровский край). 1976. 200 с. 1 р. 35 к.

Шумилова Е. В. ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ДОКАЗАНЦЕВСКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВИЙ ОБИ. 1974. 78 с. 64 к.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазина «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.