

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1966

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

4

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИИ АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 4, 1966 г.
ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Новая пятилетка и наши задачи	3
М. А. Ратеев, Е. М. Емельянов, М. Б. Хеиров. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря	6
И. И. Волков, А. А. Тихомирова. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря	24
М. М. Мстиславский, А. С. Столяров, Е. С. Тихомирова. Литологические особенности майкопских отложений Южного Мангышлака	38
И. В. Хворова. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов	51
Е. А. Соколова, И. В. Шумихина. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований	62
Л. Н. Капченко. Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод	75
Б. М. Гиммельфарб, А. М. Тушина. Фосфоритные руды главнейших месторождений Каратау	88
И. И. Тучков. Фосфориты нижнего течения р. Лены	103

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. И. Тараканова. К вопросу о вивианитах Зауралья	119
Л. Н. Ботвинкина. О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород	122
А. И. Гинзбург. К геохимической характеристике некоторых сапропелитов и сапрогумолитов	125
В. А. Дриц, В. Д. Шутов. Новая разновидность смешанно-слоистого минерала из группы судонта	130
Д. П. Хорошева. О соотношении двуокиси титана и глинозема в коре выветривания основных пород Среднего Приднпровья	134
Л. Д. Малюшко, В. Г. Матухина. Литолого-геохимическая характеристика силурийских отложений долины р. Норилки	138
И. Н. Дроздова. Папоротники типа Psaronius в исходном материале мезозойских углей	145
В. И. Савченко. Коллекторы нижнепермской продуктивной толщи северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	149

МЕТОДИКА

О. В. Щербак, Л. Е. Штеренберг. Разъемная центрифужная пробирка 10 лет работы Комиссии по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР (В. С. Яблоков)	153
	154

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1966
JULY — AUGUST

CONTENTS

Leader	3
M. A. Rateev, E. M. Emelianov, M. B. Kheirov. Peculiarities in the formation of clay minerals in recent sediments of the Mediterranean Sea	6
I. I. Volkov, A. A. Tikhomirova. Forms of iron in the oxygen zone deposits of the Black Sea	24
M. M. Mstislavsky, A. S. Stoliarov, E. S. Tikhomirova. Lithological peculiarities of Maikop deposits in Southern Mangyshlak	38
I. V. Khyorova. On the origin of pillow breccia in associated tuffs	51
E. A. Sokolova, I. V. Shumikhina. On diagenetic structures in the rocks of volcano-sedimentary complexes and on certain peculiarities in the chemical composition of these forms	62
L. N. Kapchenko. Present state of the juvenility problem of deep underground waters	75
B. M. Gimmelfarb, A. M. Tushina. Phosphorite ores of the main Karatau deposits	88
I. I. Tuchkov. Phosphorites in the downstreams of Lena river	103

SHORT NOTES

E. M. Tarakanova. To the problem of vivianites in the Transural region	119
L. N. Botvinkina. On the nature of relations between texture and the material composition and structure of rocks	122
A. I. Ginzburg. To the geochemical characteristic of certain sapropelites and saprohumolites	125
V. A. Dritz, V. D. Shutov. New variety of a mix — layered mineral of the sudoite group	130
D. P. Khorosheva. On the titanium dioxide and alumina ratio in the crust of weathering of basic rocks in Middle Pre — Dnieper area	134
L. D. Maliushko, V. G. Matukhina. Lithological — geochemical characteristic of Silurian deposits in Norilka river valley	138
I. N. Drozdova. Ferns of Psaronius type in the original material of Mesozoic coals	145
V. I. Savchenko. Oil trap in the Lower Permian productive series of the north-western part of Dnieper-Donetz depression	149

METHODS OF RESEARCH

O. V. Scherbak, L. E. Sterenberg. Divided centrifugal test-glass	153
10 years of activity of the Commission on sedimentary rocks with the Division of Earth Sciences of the Academy of Sciences of the USSR (V. S. Yablokov)	154

Технический редактор Е. И. Гришина

Т-07680	Подписано к печати 26/VII—1966 г.	Тираж 1350 экз.	Зак. 6248
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 14,0+2 вкл.	Бум. л. 5.	Уч.-изд. листов 17,0

НОВАЯ ПЯТИЛЕТКА И НАШИ ЗАДАЧИ

XXIII съезд Коммунистической партии Советского Союза глубоко проанализировал деятельность партии и Советского государства за время после XXII съезда и утвердил директивы нового пятилетнего плана 1966—1970 гг. Определены дальнейшие пути создания материально-технической базы коммунизма.

В докладе Председателя Совета Министров СССР т. А. Н. Косыгина дана высокая оценка работы советских геологов: «Советский Союз обладает почти неограниченными природными ресурсами. Благодаря самоотверженному труду наших замечательных геологов значительно увеличились разведанные запасы природных богатств. Сейчас мы располагаем этими запасами в таких размерах, которые полностью обеспечивают дальнейшее развитие народного хозяйства».

Неузнаваемо изменились размещения запасов различного минерального сырья и горнорудной промышленности нашей Родины. В. И. Ленин в 1921 г. писал: «Посмотрите на карту РСФСР. К северу от Вологды, к юго-востоку от Ростова-на-Дону и от Саратова, к югу от Оренбурга и от Омска, к северу от Томска идут необъятнейшие пространства, на которых уместились бы десятки громадных культурных государств. И на всех этих пространствах царит патриархальщина, полудикость и самая настоящая дикость». (Соч., т. 32, стр. 328, изд. IV).

Сейчас «к северу от Вологды» успешно развивается добыча апатита, железной руды и цветных металлов (Северо-Запад СССР), нефтяная и угольная промышленность (Ухтинский, Печорский и Воркутинский районы).

«К северу от Томска» открыты громадные запасы газа, нефти и железных руд (Западно-Сибирская низменность), медные руды и цветные металлы (Норильский р-н), алмазы (Якутия), газ (Вилуйский р-н), золото и цветные металлы (Магаданская область).

«К югу от Оренбурга и от Омска» растут нефтепромыслы (Урало-Эмбенский р-н и Мангышлак), развивается добыча угля (Карагандинский бассейн, Экибастуз), медных и прочих руд (Джезказган), фосфоритов (Каратау), открыты месторождения газа, нефти, угля, золота и других полезных ископаемых (Средняя Азия).

В европейской части СССР открыты месторождения калийных солей в Приуралье, Белоруссии, громадные нефте- и газоносные площади между Волгой и Уралом, на Украине и в Белоруссии, гипсы и соли в Подмосковном бассейне; идет разработка богатейших железорудных месторождений Курской магнитной аномалии и т. п.

Напомним цифры, характеризующие рост добычи некоторых полезных ископаемых и увеличение производства видов продукции, связанной с ними промышленности. Добыча нефти с 1928 по 1965 г. возросла более чем в 21 раз, газа в 430 раз, угля в 16 раз, производство цемента в 39 раз, минеральных удобрений в 223 раза. Нет сомнений, что будут открыты

новые месторождения полезных ископаемых в европейской и азиатской частях СССР.

При хорошей обеспеченности промышленности важнейшими полезными ископаемыми в ряде районов нет достаточных запасов отдельных видов сырья. Много выявленных месторождений находится в удаленных районах, что не позволяет освоить их в ближайшее время. Промышленность требует улучшения качества ряда полезных ископаемых, что позволило бы их использовать более эффективно и комплексно. Это ставит перед литологами и геологами и в первую очередь перед работниками научно-исследовательских институтов Академии наук СССР и союзных республик, а также перед отраслевыми институтами серьезные задачи. Необходимо всемерно усилить работы по прогнозированию полезных ископаемых, а также широко вести исследования по вопросам образования осадочных пород и руд.

Только таким путем можно выполнить директивы XXIII съезда КПСС о необходимости «расширения научных работ по изучению земной коры и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых для лучшего использования природных ресурсов» и о «более рациональном размещении производительных сил, вовлечении в хозяйственный оборот наиболее перспективных природных ресурсов».

Большинство используемых полезных ископаемых — уголь, горючие сланцы, нефть, газ, марганец, бокситы, гипсы, каменная и калийная соли, сера, фосфориты, цементное сырье, кирпичные и огнеупорные глины, песок, гравий и др. находится в осадочных толщах. Железные и медные руды, никель, кобальт, олово, золото, титан, графит, алмазы, урановые руды, строительные, облицовочные камни и др. также связаны главным образом с корой выветривания и осадочными породами. Поэтому особая ответственность в своевременной подготовке минерально-сырьевой базы промышленности лежит на литологах и геологах, изучающих осадочные породы.

Несомненны значительные успехи советских литологов в изучении современных и древних процессов осадко- и породообразования и закономерностей накопления рудного вещества. За последние годы вышло в свет несколько крупных научных обобщающих монографий, методических руководств, различных атласов осадочных пород и палеогеографических карт. Ежегодно в журналах «Литология и полезные ископаемые», «Советская геология», «Известия АН СССР. Сер. геол.», «Геология рудных месторождений», «Известия высших учебных заведений. Серия геология и разведка», и «Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геологии» и в других журналах и изданиях публикуются новые фактические данные и обобщения по разным вопросам литологии.

Не менее 100 научно-исследовательских институтов и геологоразведочных организаций заняты изучением осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Опыт проведения Комиссией по осадочным породам при ОНЗ АН СССР всесоюзных и частных совещаний и семинаров показывает, что по любой крупной проблеме в области изучения осадочных пород есть активно работающие группы — коллективы в разных учреждениях и районах нашей страны. Можно сказать, что изучение осадочных пород и полезных ископаемых, связанных с ними, идет у нас широким фронтом; литологи постоянно получают обильную информацию, которую надо использовать при исследовательских работах и обработке материалов разведки.

Однако существует, конечно, еще немало проблем, которые требуют внимания и разработки. Укажем лишь некоторые из них: исследования в области геохимии рудообразующих процессов, исследования как основного рудного элемента, так и сопутствующих микроэлементов, выявление причин возникновения рудообразующих эпох, эволюции рудообразования в истории Земли, установление специфики геохимических признаков вул-

каногенно-осадочных и собственно-осадочных пород и руд, изучение океанического типа рудообразования, проблемы континентального литогенеза и рудообразования, палеогеография континентальных периодов, изучение кор выветривания, литология докембрийских толщ, вопросы эпигенеза, диагенеза и стадийности породообразования, разработка новейших физических методов исследования пород и руд, применение математики для решения литологических задач и т. д.

Необходимо уточнять методику изучения фаций и периодичности осадкообразования, составлять детальные палеогеографические карты для небольших отрезков времени, что имеет существенное значение для прогноза и планирования поисковых работ.

В ближайшее время при геолого-съёмочных и разведочных работах следует расширить комплексное лабораторное исследование осадочных пород с применением всех новейших физических методов. Недостаточно детальные физические и химические исследования приводят иногда к неправильной и неполной характеристике пород и пропускам месторождений.

В новом пятилетии будет пробурено более 100 млн. м скважин; особого внимания требует изучение керна глубоких опорных поисковых и разведочных скважин. Для правильной обработки керна, начиная с первичной документации и кончая лабораторными исследованиями, необходимы организационные меры, обеспечивающие постоянное участие геологов партий в документации громадного материала и определении рациональных путей дальнейшей обработки.

Одной из важнейших задач является периодическое повышение квалификации геологов на местах. Необходимо также существенно улучшить преподавание литологических дисциплин в университетах, вузах и техникумах.

В директивах XXIII съезда КПСС записано: «Расширить масштабы геологоразведочных работ, повысить эффективность и снизить себестоимость. Усилить поиски и разведку месторождений нефти, газа и угля в европейской части СССР. Прирост разведочных запасов, полезных ископаемых должен быть обеспечен главным образом в районах, где разработки их экономически наиболее выгодны».

Перед советскими геологами открываются увлекательные перспективы приложения своих знаний и опыта к дальнейшему усилению экономической мощи нашей Родины. Залогом успеха является максимальная активность каждого из нас и всемерное расширение совместных работ научных институтов и геологоразведочных организаций и скорейшее внедрение и использование наших теоретических достижений.

УДК 549.623.9(262)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

М. А. РАТЕЕВ, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, М. Б. ХЕИРОВ

1. ВВЕДЕНИЕ

Для бассейна Средиземного моря, омывающего побережье аридной и субтропической зон и отличающегося очагами активного вулканизма, до последнего времени не было известно схемы распределения глинистых минералов и процессов, управляющих их формированием в донных осадках.

Для области осадконакопления Средиземного моря, по существу, вопрос о влиянии на генезис глинистых минералов донных илов, взвешенного речного стока, климатического облика побережий, процессов глинообразования (при изменении вулканических пеплов и стекловатых частиц), роли течений и других факторов седиментации до сих пор оставался неясным.

С другой стороны, знание минерального состава глинистых частиц, слагающих в глубоководных областях от 10 до 50% осадков, и распределения их по площади бассейна дает возможность выявить основные источники поступления тончайшего терригенного материала с окружающей суши и дальность его разноса в бассейне седиментации. Решение этих вопросов на примере Средиземного моря представляется возможным, поскольку для него уже освещены основные особенности современного осадкообразования, по данным гранулометрического и минералогического анализов, и выявлены основные черты накопления карбонатов и кремнезема (Емельянов, 1965_{1, 2, 3}).

Исследования единичных образцов, выполненные Нориным (Norin, 1953, 1958); Верне и др. (Vernhet, Pruvost, 1956), Нестеровым (Nesteroff, Hinterlechner, Sabatier, 1958), Хоангом и др. (Hoang, Donoso, Sabatier, 1959, Shuaib, 1956), естественно, не могли восполнить этот пробел. Первый шаг к решению этой задачи — рентгенографические исследования серии многочисленных (более 100) проб донных осадков, собранных Е. М. Емельяновым и другими исследователями в рейсах экспедиционного судна «Академик С. Вавилов» Черноморской станции Института океанологии.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИИ

Рентгенографические исследования фазового состава выполнены в Геологическом институте АН СССР В. А. Александровой под руководством В. А. Дрица. Количественные определения глинистых минералов на массовых пробах произведены при помощи дифрактометрии в АЗНИИ добычи нефти рентгенологом М. Б. Хеировым.

Химические анализы выполнены под руководством Э. С. Залманзон, а все подготовительные лабораторные работы, включая выделение фрак-

ции $<0,001$ мм, произведены В. П. Шабровой в Геологическом институте АН СССР.

Фазовый состав и структурные особенности глинистых минералов фракции $<0,001$ мм современных осадков Средиземного моря изучались методами дифрактометрии и порошковым методом Дебая.

Порошкограммы снимались в стандартных камерах с 2Р-57,3 мм, приспособленных для регистрации рефлексов с межплоскостным расстоянием до 30 Å, на аппарате УРС-70, при режиме трубки 35 кВ, 10 мА, 12 ч (излучение $\text{CuK}\alpha$).

Дифрактограммы снимались на аппарате УРС-БОИМ при режиме 35 кВ, 8 мА, система щелей 0,25; 0,25; 0,5 мм; скорость вращения счетчика $4^\circ/\text{мин}$. Образцы к съемке дифрактометрических кривых готовились в виде тонких слоев, нанесенных на стеклянную пластинку (Sudo, Oipuma Kobayashi, 1961). При колебании толщины глинистой пленки в интервале 0,02—0,12 мм изменений относительных интенсивностей базальных рефлексов первого порядка различных компонентов, входящих в состав данного образца, заметно не было. Поэтому толщина пленок в нашем случае не превышала данного интервала. Чтобы свести к минимуму влияния предпочтительной ориентации, глинистые пленки, нанесенные на стеклянную пластинку, предварительно нагревали при 100°C в течение часа.

Образцы подвергались самым разнообразным воздействиям и обработке (насыщение водой и глицерином, обработка HCl , 1N KOH , 1N NH_4NO_3 , 3N раствором хлора в метиловом спирте для удаления гидроксидов железа, нагрев при 100, 300 и 580° и др.), принятым в практике рентгенографического анализа (сб. под ред. Брауна, 1965).

На основании анализа дифрактограмм и дебаеграмм, а также электронной микроскопии, в изученных образцах современных осадков Средиземного моря установлен следующий фазовый минеральный состав: монтмориллонит, гидрослюда (диоктаэдрическая разность однослойной моноклинной полиморфной модификации 1М и удлиненно-пластинчатая диоктаэдрическая, глауконитоподобного структурного типа), каолинит, галлуазит, хлорит (железистая разность), магнезиальный силикат типа палыгорскита и дисперсный кварц.

Мы опускаем подробную рентгенографическую характеристику отдельных минералов, которая не имеет заметных отклонений от эталонов, а приводим лишь их дифрактограммы (фиг. 1) и таблицу межплоскостных расстояний по съемкам в камерах (табл. 1).

Под электронным микроскопом в препаратах, приготовленных из суспензии $<0,001$ мм, частицы каолинита имеют псевдогексагональные, но не совсем четкие очертания. Галлуазит обнаруживается весьма редко в виде типичных трубочек. Иногда присутствуют частицы удлиненно-пластинчатой гидрослюды, принадлежащей по данным Б. Б. Звягина (Ратеев, 1964), к глауконитоподобному структурному типу.

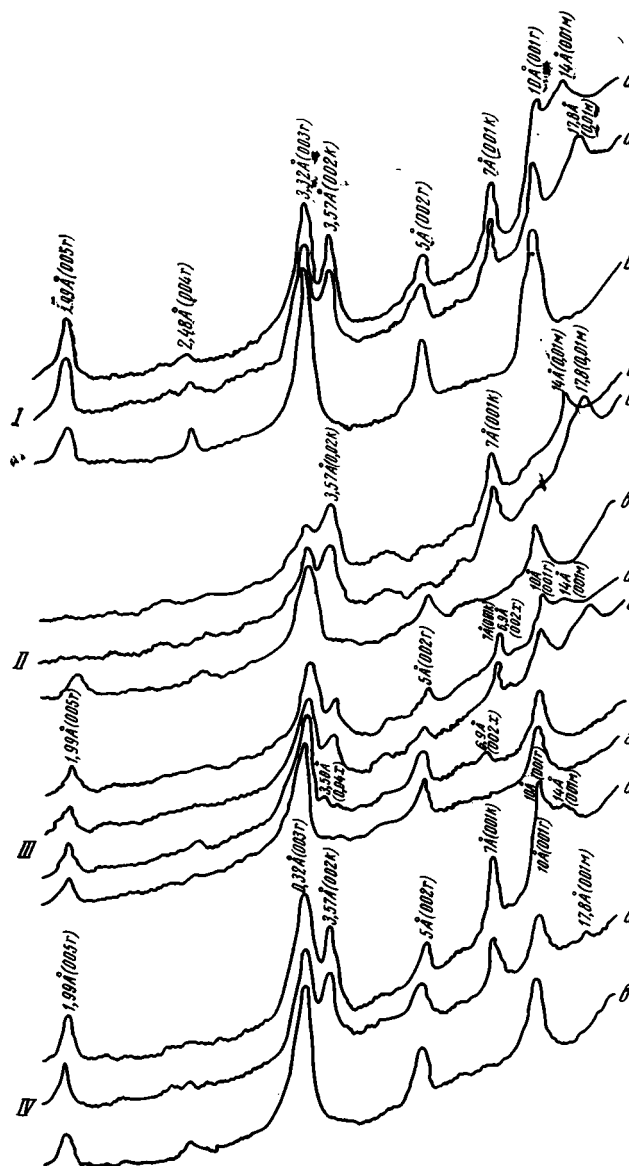
Палыгорскит наблюдается в единичных случаях в виде характерных тонких волокон. Однако их примесь весьма незначительна и рентгенографически не улавливается. Смешанно-слоистые структурные образования в изученных образцах установлены не были.

В некоторых образцах во фракции $<0,001$ мм рентгенографически отмечается небольшая примесь полевых шпатов или кварца.

Рентгенография и полные силикатные химические анализы показывают, что глинистая фракция донных осадков Средиземного моря имеет смешанный полиминеральный состав, обычно лишь с некоторым преобладанием того или иного компонента. В илах с существенной ролью монтмориллонита (табл. 2, образцы 703, 841, Л-1160) отмечается пониженное содержание Al_2O_3 (в интервале 19,55—20,51%) и довольно высокий процент гигроскопической воды, характерной для минералов этой группы; в илах с преобладанием каолинита во фракции $<0,001$ мм за-

местно повышенное содержание Al_2O_3 , достигающее 26% (см. табл. 2, станция 767).

Помимо фазового состава глинистой фракции, нас интересовало относительное пространственное распределение глинистых минералов по всей



Фиг. 1. Дифрактограммы глинистой фракции $<0,001$ м.м. донных осадков Средиземного моря

I — ст. 5; II — ст. 840; III — ст. 399; IV — ст. 294
а — воздушно-сухие пробы; б — пробы, насыщенные глицерином; в — нагретые при $580^\circ C$ в течение 1 часа; г — пробы, прокаленные при $580^\circ C$ и обработанные теплой HCl

акватории Средиземного моря, которое было удобно выполнить при помощи массовых дифрактограмм, снятых в строго стандартных условиях. Правда, количественная оценка глинистых минералов связана с рядом трудностей, поскольку многие факторы влияют на дифракцию рентгеновских лучей: размеры частиц, степень их ориентации или окристаллизованности, покрытие поверхностей кристаллитов аморфными веществами, коэффициент массового поглощения, структурные дефекты минералов, способ приготовления препарата, стабильность условий съемки. Но, несмотря на это, работы Т. Sudo, К. Oinuma и К. Kobayashi (1961), Л. Schultz (1960), Н. W. Van der Marel (1960, 1961), Р. Biscaye (1964) и др., а также наши специальные опыты показывают возможность количественных оценок глинистых минералов с использованием методов дифрактометрии.

Наиболее подходящими для целей количественной оценки глинистых минералов в современных донных осадках являются площади базальных пиков первого порядка. Бискайе (Biscaye, 1964)

при количественных оценках глинистых минералов в осадках Атлантического океана успешно применил данные, полученные Джонсом, Гримом и Брэдли (Johns, Grim and Bradlye, 1954) и Уивером (Weaver, 1958). При этом он принимал соотношение весовых факторов для монтмориллонита (насыщенного глицерином) и иллита за 1:4. Однако, поскольку

Таблица 1

Межплоскостные расстояния (d/n Å) и интенсивности рефлексов (I) донных осадков Средиземного моря (фракция $<0,001 \text{ м.м.}$)

Монтмориллонит-каолинитово-гидроалюидный состав												Гидроалюидно-каолинитовый состав с примесью монтмориллонита				Гидроалюидно-каолинитовый состав				Каолинитово-гидроалюидный состав			
напсы Нила (л-1160)				станция 703				станция 841				станция 808				станция 795				станция 767			
ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный	ориенти- рованный на- сыщенный глицерином	ориенти- рованный про- каленный
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	17,8	—	—	10	17,7	—	—	10	17,7	—	—	2	17,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2p	9,0	10	9,8	4	10,1	9	10,0	2	10,0	9	9,8	5	10,0	6	10,0	4	10,0	8	10,0	6	10,1	5	10,1
—	—	—	—	1	8,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	7,2	—	—	5	7,2	—	—	8	7,2	—	—	5	7,2	—	—	3	7,2	—	—	5	7,2	—	—
—	—	—	—	1	5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	4,99	2	5,0	3	4,97	1	4,9	1	4,9	2	4,9	4	5,0	2	4,9	4	4,9	2	4,9	3	4,99
2	4,50	3	4,50	4	4,48	5	4,48	3	4,48	8	4,48	3	4,48	3	4,50	3	4,48	2	4,46	4	4,48	3	4,52
1	4,22	1	4,29	1	4,28	1	4,22	1	4,16	1	4,24	3	4,22	2	4,26	2	4,19	2	4,26	4	4,19	2	4,28
—	—	1	3,87	1	3,97	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,82	—	—	1	3,81	1	3,88	1	3,88
—	—	—	—	1	3,76	2	3,73	—	—	1	3,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	3,58	1	3,55	5	3,57	1	3,49	10	3,57	1	3,52	4	3,55	1	3,54	3	3,57	1	3,51	3	3,57	1	3,52
1	3,34	4	3,38	9	3,34	10	3,34	5	3,34	9	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34
—	—	4	3,21	2	3,22	5	3,19	1	3,21	6	3,18	1	3,20	2	3,22	1	3,18	1	3,20	1	3,14	1	3,19
4	3,04	43	3,05	2	2,99	1	3,02	1	2,97	—	—	1	3,02	1	3,04	1	2,99	1	3,01	1	2,97	1	3,03
—	—	—	—	1	2,87	—	—	—	—	—	—	1	2,85	—	—	1	2,83	1	2,84	1	2,81	1	2,88
—	—	1	2,71	1	2,71	1	2,70	1	2,70	1	2,70	—	—	1	2,71	—	—	—	—	1	2,69	—	—
2	2,51	3	2,51	4	2,59	2	2,59	3	2,59	2	2,54	3	2,58	2	2,58	5	2,57	4	2,57	4	2,55	2	2,58
—	—	—	—	1	2,468	1	2,497	—	—	1	2,430	1	2,446	1	2,430	2	2,446	1	2,457	2	2,457	1	2,452
—	—	—	—	1	2,383	1	2,388	1	2,357	—	—	1	2,373	—	—	2	2,368	1	2,373	1	2,352	—	—
1	2,285	2	2,289	—	—	1	2,266	—	—	—	—	1	2,261	1	2,280	1	2,248	1	2,271	1	2,230	1	2,257
—	—	2	2,104	2	2,144	2	2,074	1	2,153	—	—	2	2,120	2	2,144	2	2,120	2	2,120	3	2,136	2	2,128
—	—	2	2,930	3	1,997	2	1,997	2	1,394	1	2,008	3	1,983	3	2,001	4	2,983	3	1,994	4	1,987	2	1,887
—	—	2	1,877	—	—	—	—	1	1,895	1	1,901	1	1,901	1	1,901	1	1,883	1	1,895	1	1,877	1	1,883
—	—	—	—	1	1,818	1	1,810	1	1,813	1	1,824	2	1,813	3	1,813	3	1,816	3	1,813	3	1,813	3	1,818
—	—	—	—	1	1,708	—	—	1	1,706	—	—	—	—	1	1,708	1	1,706	1	1,708	—	—	—	—
—	—	2	1,689	2	1,664	3	1,666	2	1,661	3	1,687	2	1,659	2	1,664	2	1,661	2	1,661	3	1,657	3	1,659
—	—	2	1,598	—	—	—	—	1	1,547	—	—	1	1,539	2	1,549	2	1,537	2	1,541	3	1,537	2	1,541
—	—	2	1,522	5	1,504	3	1,501	5-4	1,499	3	1,510	2	1,501	2	1,504	4	1,501	3	1,504	4	1,494	2	1,502
—	—	—	—	1	1,455	1	1,442	1	1,453	1	1,450	1	1,456	1	1,453	—	—	—	—	1	1,456	1	1,444

Химический состав глинистой фракции ($<0,001 \text{ м.м.}$) донных осадков Средиземного моря (слой 0—5 см, после обработки 2%-ной HCl)

Компоненты	Монтмориллонит-каолининово-гидрослюдистый состав			Гидрослюдисто-каолининовый состав, примесь монтмориллонита	Гидрослюдисто-каолининовый состав	Каолинино-гидрослюдистый состав
	аллювиальные осадки	морские осадки		морские осадки		
		ст. 841, авен-дельта Нила	ст. 703, Эгейское море	ст. 808, Адриатическое море	ст. 795, Тирренское море	ст. 767, Алжирский бассейн
SiO ₂	41,47	44,83	49,44	48,80	47,17	47,80
TiO ₂	0,95	1,42	0,82	0,90	0,86	0,98
Al ₂ O ₃	15,86	20,51	19,55	21,33	22,05	25,97
Fe ₂ O ₃	11,37	10,69	6,81	5,38	5,64	2,99
FeO	0,28	1,18	1,09	1,61	1,52	1,52
CaO	2,95	0,68	0,78	0,45	0,85	0,72
MgO	3,69	1,75	2,51	2,78	2,12	1,72
MnO	0,15	0,04	0,05	0,04	0,04	0,02
Na ₂ O	0,78	0,24	0,40	0,41	0,37	0,59
K ₂ O	1,34	0,97	2,14	2,88	2,97	3,17
P ₂ O ₅	0,29	0,31	0,32	0,35	0,32	0,32
H ₂ O ⁺	9,89	8,48	7,18	7,51	8,93	8,63
H ₂ O ⁻	6,44	6,55	5,77	4,47	3,86	3,10
CO ₂	нет	0,09	нет	нет	нет	0,06
C _{орг}	2,63	1,31	1,83	1,79	1,92	1,40
O+N	1,91	0,95	1,31	1,30	1,38	1,01
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

площадь крайнего пика монтмориллонита, насыщенного глицерином 17,8 Å даже на самых лучших дифрактограммах очерчивается недостаточно точно, мы после многочисленных проверок при оценке монтмориллонита воспользовались методом Sudo, Oinuma, Kobayashi (1961). Преимущество их метода состоит в том, что они не используют пик 17,8 Å, а принимают структурные факторы иллита и монтмориллонита, не насыщенного глицерином, но прокаленного, за равные величины.

Для определения площади пика 001 монтмориллонита, не насыщенного глицерином по методу японских авторов, сначала определяем площадь пика 001 гидрослюды на дифрактограмме воздушного сухого образца или насыщенного глицерином, а затем подвергаем его прогреву при температуре 300—550° С, в результате чего монтмориллонитовый пик 001 совпадает с таковым гидрослюды. Увеличение площади этого пика и будет соответствовать площади 001 монтмориллонита (см. фиг. 1). Практически площади пиков, за исключением соответствующих формул, разбивались на приблизительно равновеликие треугольники, вычисление площадей которых не представляет трудности. Количественные определения каолинита производились нами по методу Шульца (Schultz, 1960) с соответствующими поправками на кристалличность. Шульц считает, что в случае окристаллизованного каолинита при равных количествах каолинита и монтмориллонита (или иллита) площади их пиков относятся как 2 : 1, а в случае промежуточной кристалличности, как это имеет место в современных осадках, это отношение изменяется в пределах от 1 : 1 до 2 : 1. Поэтому при количественном определении глинистых минералов в образцах Средиземного моря, содержащих заметные количества каолинита, мы умножали площади пиков монтмориллонита и гидрослюды на некоторый фактор Р, который, в зависимости от степени кристалличности каолинита, изменяется в пределах от 1 до 1,6.

Степень окристаллизованности каолинита оценивается по форме его пиков 001. Определение каолинита в присутствии хлорита для ряда проб производилось на пробах, обработанных HCl. Но ввиду трудоемкости этой обработки и незначительного распространения хлорита в осадках Средиземного моря, в дальнейшем, за величину площади пика 001 каолинита в образцах, содержащих хлорит, принята разность площадей пика при 7,10 Å до и после нагрева образца при 580° С в течение одного часа (см. фиг. 1).

Для удаления возможных пленок окислов железа, покрывающих кристаллы, некоторые образцы подвергались обработке 3N раствором хлора в метиловом спирте, что не привело к какому-либо заметному изменению количественного соотношения компонентов, входящих в состав этих образцов. Поэтому остальные образцы подобной обработке не подвергались.

Расчеты количественного содержания минералов во фракции <0,001 мм производились по следующим формулам:

$$m_k = \frac{S_{001_k} \cdot 100}{S_{001_k} + (S_{001_m} + S_{001_r})} (\%);$$

$$m_m = \frac{S_{001_m} \cdot 100}{S_{001_k} + (S_{001_m} + S_{001_r})} (\%);$$

$$m_r = \frac{S_{001_r} \cdot 100}{S_{001_k} + (S_{001_m} + S_{001_r})} (\%);$$

где m_k , m_m и m_r соответственно процентные содержания каолинита, монтмориллонита и гидрослюды, а S_{001_k} , S_{001_m} и S_{001_r} — площади соответствующих им базальных рефлексов первого порядка. Не включая в эти формулы площади пиков хлорита и кварца, мы не допускаем заметных ошибок, так как их содержания, а следовательно, и площади соответствующих им пиков незначительны (тем более, что они должны входить в знаменатель не как множитель, а как слагаемое).

Погрешность, допущенная при количественной оценке глинистых минералов принятым нами комбинированным способом, не превышает 5—10%. Данные, полученные этим методом, относительно количественного состава близки к результатам Мак Юана (сборник под ред. Брауна, 1965) по методу порошкограмм.

3. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Е. М. Емельяновым (1965_{1, 2}) были освещены главные особенности осадконакопления в Средиземном море и основные черты поступления терригенновулканогенного материала, по данным минералогического анализа, песчано-алевритовых и пелитовых фракций. Для нашей работы важно подчеркнуть лишь следующие наиболее важные моменты для познания процессов формирования глинистых минералов.

Водосборный бассейн Средиземного моря и прилегающая к нему суша расположены на границе гумидной (около 89% площади водосбора) и аридной (около 11% водосбора) зон. Северная, гумидная часть водосбора характеризуется теплым летом и мягкой влажной зимой. Здесь в год выпадает до 1000—4600 мм осадков. У южного побережья климат жаркий и сухой. Летом здесь температура воздуха повышается до 50—58°, а почва нагревается до 70—80°. Количество испаряющейся влаги резко превышает количество выпадающих осадков.

В гумидной зоне лишь в горах преобладает физическое дробление пород, в то время как в равнинных областях происходит глубокое химическое выветривание с разложением пород до тонкого глинистого материала.

Наиболее типичными для гумидной зоны средиземноморья являются красноцветные почвы (краснозем, терра-росса), повсеместно развитые на карбонатных породах, распространенных на водосборе бассейна (Гансен, 1962; Биро и Дреш, 1960). Помимо Аппенинского и Балканского полуостровов, они распространены также в Испании, Франции, на о. Крит, в Турции, Сирии, Израиле, в Киренаике — Триполитании (северо-западная Африка) и, по-видимому, в горах Тель-Атлас. Преобладающий глинистый минерал терра-росса — каолинит с небольшой примесью гидрослюда. На кремнистых (частично и на карбонатных) породах в гумидной зоне водосбора наиболее широко развиты алюмосиликатные почвы.

На прилегающей к морю суше аридной зоны (от Туниса до Израиля) благодаря резко выраженному физическому дроблению пород распространены засоленные почвы пустынь и полупустынь. Лишь Нил, берущий начало в субэкваториальной зоне Африканского континента и проходящий почти через всю аридную зону, выбрасывает в море до 60—90 млн. м³ тонкого пелитового материала. В верховьях Нила (Голубой Нил), где преобладает химическое выветривание, широко развиты вулканогенные породы (плато Абиссинии).

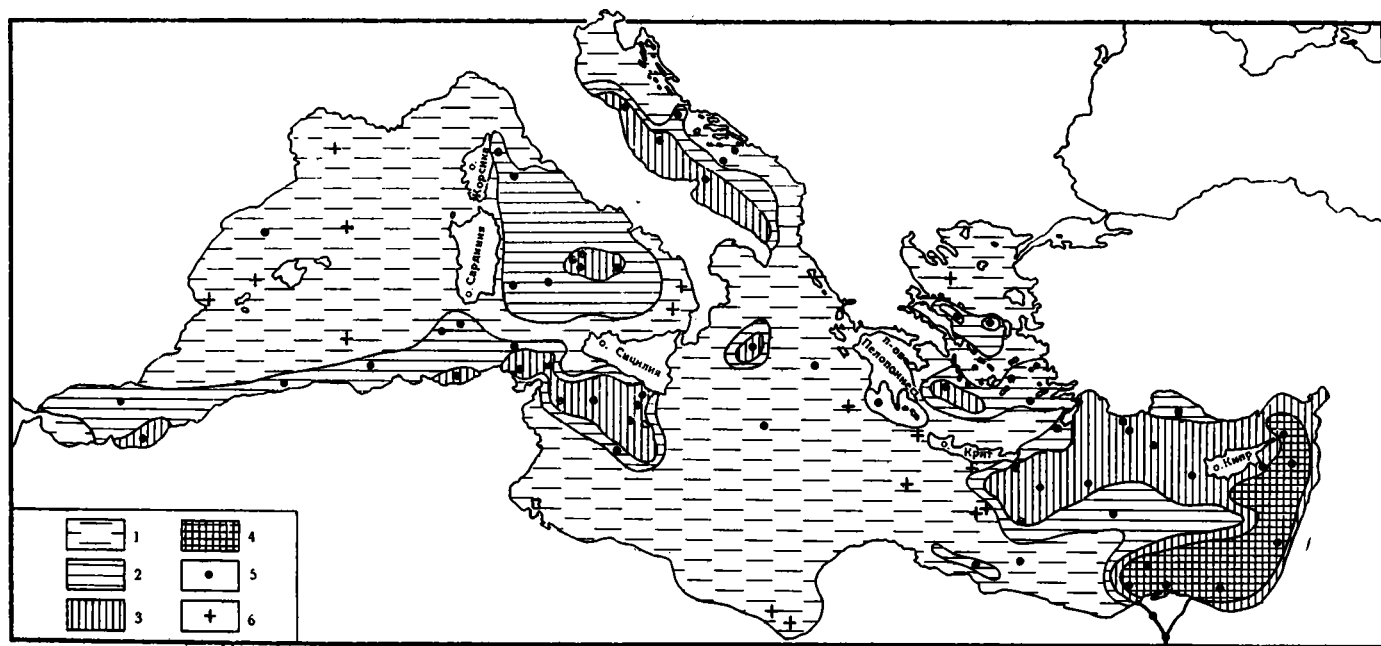
В Средиземном море, благодаря геологической и климатической обстановке, очень широко развиты глинистые и алевроитово-глинистые илы, тонкопелитовая фракция которых составляет 20—50%, т. е. является преобладающей. Особенно много тонкопелитовой фракции во впадинах, котловинах, у устьев рек и т. д. Иногда, особенно в аридных областях, эта фракция характеризуется очень высокой известковистостью. Так, в четырех глубоководных пробах, отобранных у Киренаики, Крита, Марокко и Туниса, установлено от 9,7 до 37,7% CaCO₃. Кроме карбонатов и глинистых минералов, в тонкопелитовой фракции различными методами определены глобулы гидроокислов железа, иголки рутила, кварц, полевые шпаты.

4. ЛОКАЛИЗАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ПЛОЩАДИ БАСЕЙНА

На основании количественной оценки содержания отдельных минералов во фракции тонкого пелита размером <0,001 мм, произведенной М. Б. Хейровым, нами были составлены схематические карты распределения монтмориллонита, каолинита и гидрослюд (иллита) по всей акватории Средиземного моря. Они вскрывают интересные особенности локализации глинистых минералов в осадках данного бассейна. Пространственное распределение хлорита, галлуазита и палыгорскита (ввиду их редкого нахождения в виде ничтожных примесей) нами не рассматривается.

Монтмориллонит. Наиболее своеобразное распределение имеет монтмориллонит. В преобладающей массе он концентрируется в осадках восточной части Средиземного моря и тесно связан со взвешенным стоком Нила. На фиг. 2 отчетливо видна полоса максимальной концентрации монтмориллонита (с содержанием его во фракции <0,001 мм 60—80%), которая начинается от восточной части Аравийского залива и простирается вдоль побережья Египта, Израиля, Ливана, Сирии.

В районе о. Кипр полоса максимальных концентраций монтмориллонита по направлению к западу переходит в полосу с содержанием его до 30—50%; она является непосредственным продолжением первой. Эта полоса с севера и юга огибает Кипр и далее, следуя на запад, достигает южного побережья о. Крит. По своему протяжению и высоким концентрациям (от 30 до 80%) эта область распространения монтмориллонита является самой обширной в средиземноморском бассейне и связана с питающей провинцией р. Нил. Связь его с речным стоком Нила подтверждается рядом фактов.



Фиг. 2. Распределение монтмориллонита в верхнем слое (0—5 см) осадков Средиземного моря (%)
 1 — <10; 2 — от 10 до 30; 3 — от 30 до 50; 4 — >50; 5 — местоположение изученных станций; 6 — станции, на которых монтмориллонит не обнаружен или составляет следы

Наличие монтмориллонита в виде существенной примеси было обнаружено в аллювии р. Нил как зарубежными исследователями (Homdi, Erprecht, K., Erprecht W., 1955), так и нами. В отобранном Е. М. Емельяновым в 30 км от устья р. Нил (по его западному рукаву) образце речного ила (образец Л-1160) установлено такое же высокое содержание монтмориллонита во фракции $<0,001 \text{ мм}$ (порядка 60—80%), как и в предустьевой (преднильской) зоне морского шельфа.

Расположение области максимального и повышенного содержания монтмориллонита совпадает с зоной повышенных концентраций моноклинных пироксенов и с терригенно-минералогической провинцией, связанной с твердым стоком Нила. Но границы этой области, по сравнению с границами указанной терригенно-минералогической провинции и частично с зоной повышенных содержаний пироксенов, значительно смещены в пелагическом направлении и вдоль основных струй морских течений. Это свидетельствует о том, что монтмориллонит, по сравнению с пироксенами алевроитовой размерности, разносится на значительно большие расстояния от питающей провинции. Характерно, что этот глинистый минерал почти не проникает в юго-западную область Левантийского моря (т. е. он распределяется в строгом соответствии с гидродинамическим режимом этого участка моря).

Тесная связь осадков монтмориллонитовой зоны с наносами Нила установлена также по гранулометрическому и химическому составам (Емельянов, 1965).

Скопление моноклинных пироксенов между островами Родос и Кипр указывает на то, что на водосборе этого участка моря разрушаются вулканогенные и основные породы. Такие породы отмечаются на о. Кипр (Троодосский диабазовый массив) и в Западном Тавре (Турция). В связи с этим вполне вероятно, что и монтмориллонит образуется в элювии этих областей, откуда он сносится в море, обогащая зону, простирающуюся от устья Нила.

Можно было бы предположить, что монтмориллонит выносится Нилом из аридной зоны; в таком случае он должен быть представлен так называемым почвенным монтмориллонитом, возникающим по слоистым силикатам. Однако, как уже было отмечено, весь монтмориллонит Средиземного моря (включая наносы Нила, авандельтовую зону и другие участки) после его обработки 1 N KOH по методу Уивера (Weaver, 1958) сохраняет способность к набуханию с глицерином до 17,8 Å, что считается характерным для большинства монтмориллонитов, образующихся за счет изменения вулканогенного пеплового и стекловатого материала. Эти факты, а также прохождение вод Нила через аридную часть суши заставляют нас связывать источник монтмориллонита, выносящегося р. Нилом, не с аридной зоной, а с размывом многочисленных древних вулканических очагов, принадлежащих кайнозойским эффузивам, которые в пределах Абиссинии дренируются верховьями Голубого Нила.

Вторая по величине зона повышенных концентраций монтмориллонита (30—50%) располагается в пределах впадины Алжиро-Прованского бассейна. К западу она сменяется узкой полосой с содержанием монтмориллонита 10—30% (до 45% против устья р. Уэд-Мулуя), простирающейся вдоль материкового склона от Туниса — Марокко — Испании до Гибралтарского пролива. Как и у Нила, граница этой зоны почти точно совпадает с границами участков несколько повышенных содержаний (до 20—50%) моноклинных пироксенов. Таким образом, и в этой области источником монтмориллонита могли быть те же вулканогенные породы, поставляющие в осадки пироксены. Это, в первую очередь, вулканогенные породы о. Пантеллерия (Berthois, 1939) и Альборан (Альбораново море), породы, залегающие на островах Мальта и Сицилия, в горах Тель-Атласа и Андалузии. Вулканогенный материал и монтморил-

лонит поставляются в море малыми реками, дренирующими сушу этих островов и прилегающих участков суши (Уэд-Мулуя, Уэд-Меджерда и др.).

Монтмориллонит обычно, как наиболее тонкодисперсный минерал, не удерживается на мелководье, в зоне волнового взмучивания, а выносится в более глубокие халистатические области (Ратеев, 1964). Аналогичное явление наблюдается и в области Африкано-Сицилийского порога. Сравнительно глубоководная (до 1730 м) впадина этого порога служит хорошей «ловушкой» тончайшего глинистого материала. Однако наличие значительных количеств монтмориллонита в самой верхней части склона и даже в отдельных понижениях дна зоны шельфа (минимальные глубины 130 м) и приуроченность этого минерала к материковому склону Туниса — Марокко и Андалузии подтверждают мысль о наличии здесь исключительно локальных источников этого минерала.

Своеобразным распределением монтмориллонита в осадках характеризуется и Тирренское море: область глубоководных осадков содержит 20—30% этого минерала.

Такое распределение монтмориллонита в осадках Тирренского моря не совпадает со схемами распространения стекла, пепла и моноклиновых пироксенов в крупноалевритовой фракции, составленных Е. М. Емельяновым (1965). Полоса с повышенным содержанием монтмориллонита заметно сдвинута на запад, т. е. в область максимальных (до 3650 м) глубин. Несовпадение планов пространственного размещения во фракции <0,001 мм и пирокластического материала в песчаных и крупноалевритовых фракциях донных осадков может объясняться несколькими причинами.

Свежий пирокластический материал концентрируется главным образом в песчано-алевритовой фракции и отлагается в непосредственной близости от очагов вулканизма. В более мелких фракциях количество его быстро уменьшается, и в тонкопелитовом материале продукты современных извержений Везувия, Стромболи, Вулькано, Этна и др. — пепел, стекло и моноклиновые пироксены — должны присутствовать в минимальных количествах. В этой тончайшей фракции концентрируется глинистый материал, образовавшийся в результате глубокого химического выветривания пород суши. Попад в море, монтмориллонит, как наиболее дисперсный минерал, распределяется в соответствии с законами механической дифференциации и занимает наиболее глубоководные и наименее гидродинамически активные зоны области моря. Следовательно, его локализация не обусловлена размещением современных вулканов и продуктов их извержений, так как свежий пирокластический материал сравнительно быстро захороняется и не успевает достичь стадии глубокого разложения с образованием монтмориллонита.

С другой стороны, можно предположить, что фактическая картина размещения монтмориллонита в Тирренском море создавалась не только под влиянием глубокого разложения вулканогенных пород окружающей суши, но и при участии подводных (недавно потухших) вулканов.

В пользу такого предположения свидетельствует тот факт, что в илах конуса подводного вулкана Вавилова (центральная часть Тирренского моря; Гончаров, Михайлов, 1963) обнаружено 30—50% монтмориллонита. Не исключено, что этот минерал образуется в результате глубокого изменения вулканогенных пород, обнажающихся на вершине (минимальная глубина 743 м) вулкана. С этой вершины нами было поднято несколько кусочков буро-черной спекшейся лавы.

На вулканогенное происхождение монтмориллонита в Тирренском море указывают также Грим и Верне (Grim, Verhnet, 1961).

С подводным вулканизмом или продуктами разрушающихся вулканогенных пород, видимо, связаны и другие локальные максимумы монтмориллонита (до 30—50%), обнаруженные нами в Ионическом и Эгейском

морях. На связь осадков, содержащих повышенные концентрации монтмориллонита, с вулканогенным материалом указывает тот факт, что этот минерал почти всегда сопровождается повышенным содержанием выветрелых моноклинных пироксенов и присутствием небольшого количества стекол и непрозрачных пепловых частиц.

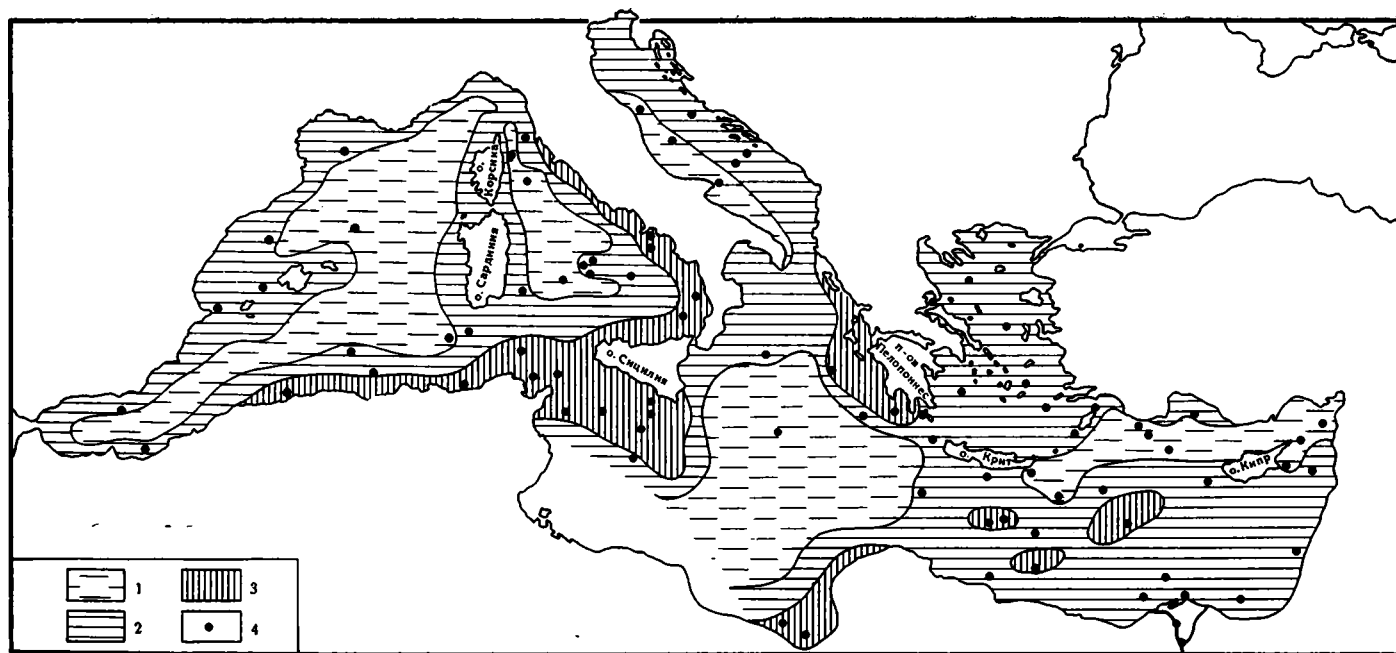
В Адриатическом море локальный максимум монтмориллонита (30—50%) приурочен к западной части. Его границы, как и в Тирренском море, не совпадают с границами высоких концентраций моноклинных пироксенов. Монтмориллонит поступает в эту зону за счет выноса глинистого вещества многочисленными реками, стекающими в эту часть моря с восточного побережья Апеннинского полуострова. В осадках зоны обнаруживаются, кроме моноклинных пироксенов, цеолиты (?), вулканическое стекло, апатит, обломки пород, неопределимые зерна, указывающие на размыв вулканогенных толщ, слагающих Апеннинский полуостров (Demangeot, Ters, 1962). Монтмориллонит, по-видимому, не мог в заметном количестве поступать со взвешенным стоком р. По в силу того, что осадки северной части Адриатики формировались преимущественно за счет размыва метаморфических пород, на что указывает высокое содержание в них бесцветных гранатов, волокнистых амфиболов и обыкновенной роговой обманки. Следовательно, здесь не чувствуется размыва вулканогенных пород, с которыми обычно связан монтмориллонит. Вряд ли можно ожидать заметного выноса монтмориллонита и из субтропического почвенного покрова альпийской зоны.

Остаются пока невыясненными причины низких (около 10%) содержаний монтмориллонита в восточной части Адриатического моря (2 станции с глубинами 138 и 543 м), на которых обнаружено 56 и 39% моноклинных пироксенов. В этом районе монтмориллонит, скорее всего, сильно разбавляется гидрослюдой и каолинитом, более интенсивно поступающими с суши Балканского полуострова.

Весьма характерно, что вне областей повышенного содержания монтмориллонита осадки Средиземного моря часто лишены данного минерала или содержат его менее 10%. Так, из 49 исследованных проб две трети или 33 пробы имели нулевые значения или следы монтмориллонита, и только 16 проб содержали его до 10%. При этом нулевые значения или следы монтмориллонита показывают и пробы глубоководных осадков. Две обширнейшие области Средиземного моря — Алжиро-Прованский и Центральный (от Сицилии до Крита и дельты Нила) бассейны — практически лишены монтмориллонита. В эти области он не поступает ни из почвенного покрова, ни из вулканических очагов, а если и поступает, то его концентрация сильно разбавляется другими минералами.

Итак, черты распределения монтмориллонита, его локальность или очаговость, обогащение небольших впадин на мелководье и частое необычное отсутствие в глубоководных осадках и, наконец, связь его с характерным комплексом терригенно-вулканогенных минералов (моноклинные пироксены, вулканическое стекло, пепел, цеолиты и др. обломки пород и неопределимые зерна) свидетельствуют о вулканогенной природе практически всего монтмориллонита, обнаруженного в осадках Средиземного моря. Это подтверждается также его отсутствием в почвах типа «terra-росса» альпийской субтропической зоны и ничтожной ролью в осадках Средиземного моря взвешенного речного стока аридной зоны — возможного поставщика почвенного монтмориллонита.

Каолинит. Совершенно иное распределение в осадках Средиземного моря имеет каолинит (фиг. 3). Для него характерно тяготение повышенных количеств (около 15—20% от фракции $<0,001$ мм) к прибрежным и мелководным осадкам и некоторой (весьма постоянный) минимум (около 10% фракции $<0,001$ мм) в более глубоководной части бассейна. Характерно, что зона несколько повышенного содержания каолинита практически окаймляет непрерывной полосой не только все северное по-



Фиг. 3. Распределение каолинита в верхнем слое осадков Средиземного моря (%)
1 — 10; 2 — от 10 до 30; 3 — от 30 до 50; 4 — местоположение изученных станций

бережье Средиземного моря, но и его острова (Балеарские острова, Корсика, Сардиния, Крит, Сицилия, частично Кипр и др.). Подобное региональное распределение каолинита указывает на поступление его в мелководные прибрежные осадки за счет эрозии главным образом субтропических почв типа терра-росса (широко развитых в вышеперечисленных областях), в которых каолинит является одним из основных минералов глинистой фракции (Сессони, 1955). Убывание же содержания каолинита до 10% в более глубоководных и более удаленных от континентов осадках лишь подтверждает наличие процесса дифференциации его частиц по крупности, в результате которого на мелководье, в зоне взмучивания, удерживаются лишь частицы каолинита более крупных размеров, в то время как более мелкие выносятся из этой гидродинамически активной зоны в спокойные глубоководные халистические области.

Это размещение каолинита в осадках южного побережья Средиземного моря осложняется наложением двух максимумов с аномально высоким содержанием каолинита (до 30—35% от фракции $<0,001$ мм). Первый вплотную примыкает к материковому склону Алжира и Туниса, покрывает впадину Африкано-Сицилийского порога и простирается вдоль Сицилии и Апеннинского полуострова до Лигурийского моря. Второй максимум образует полосу от залива Б. Сидр до центральных частей Левантийского моря (между Критом и Александрией). Оба максимума образуются, видимо, за счет эрозии алюмосиликатных почв и терра-росса, распространенных на прилегающих областях суши.

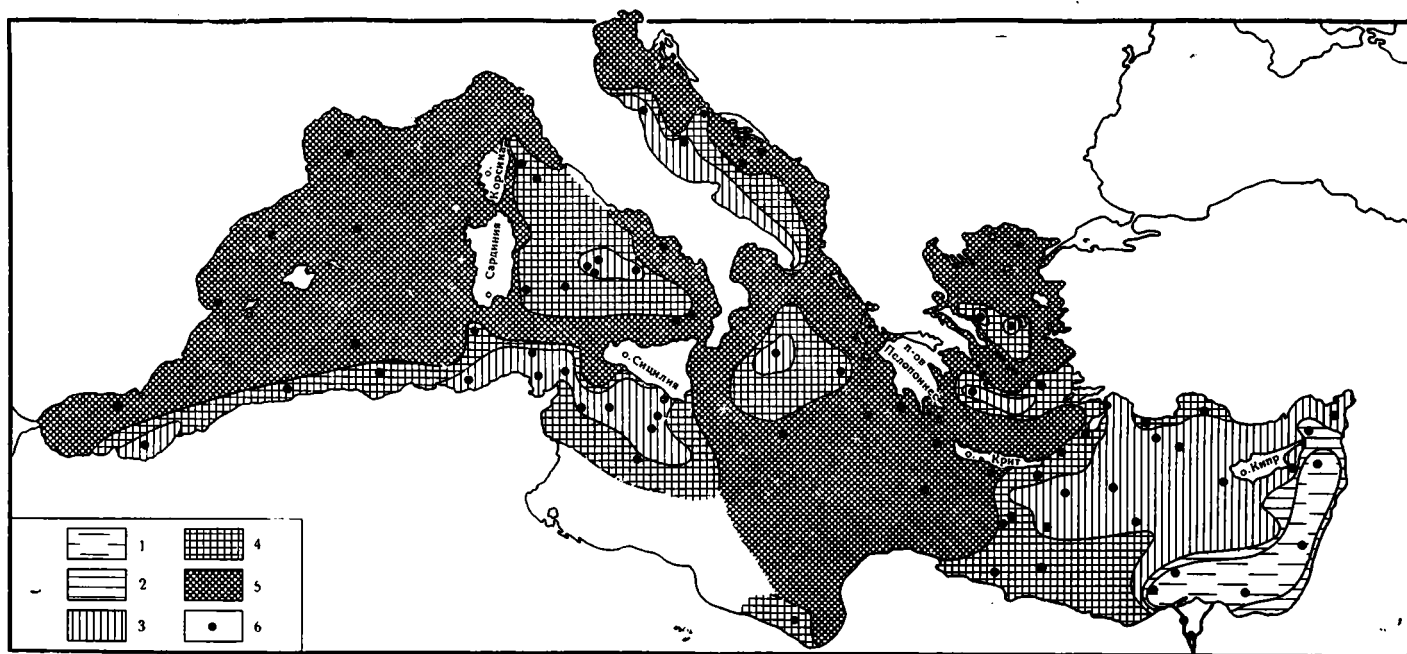
В залив Б. Сидр каолинит может поступать как из Триполитании, так и с Киренаики, где терра-росса залегает узкими полосами на известняковых плато (Гансен, 1962). В центральные области Левантийского моря этот минерал заносится, скорее всего, морскими течениями со стороны Киренаики и Турции — Родоса и Крита (родосским циклическим завихрением).

Не исключено, что каолинит этих двух полос с максимальной концентрацией связан с размывом древних осадочных каолинитсодержащих пород, слагающих прилегающее побережье суши.

Область принильского стока несколько обогащена каолинитом (до 15—20%) за счет взвешенного стока р. Нил. Наши рентгенографические анализы наносов р. Нил показали наличие в них примеси каолинита, вопреки указаниям Хамди, Эпрехт К. и Эпрехт В. (Hamdi, Erprecht K., Erprecht W., 1955) об отсутствии его в аллювии Нила.

Гидрослюда. Схема распределения гидрослюд (фиг. 4) как бы дополняет локализацию двух главнейших компонентов осадков Средиземного моря — монтмориллонита и каолинита. Поле максимальных концентраций гидрослюда (с содержанием 75—85% от фракции $<0,001$ мм) — самого распространенного компонента осадков — образует здесь широкий фон, занимающий как в западной, так и в восточной частях бассейна преобладающую часть его акватории. Это поле максимальных концентраций гидрослюда несколько осложняется участками пониженных концентраций данного компонента. Эти участки — результат сильного разбавления концентрации гидрослюда другими глинистыми минералами. Естественно, что они располагаются в районах максимальных содержаний монтмориллонита и каолинита (принильская область, впадина Африкано-Сицилийского порога и т. д.).

Почти повсеместное распространение и количественное преобладание гидрослюд в осадках Средиземного моря, так же как и в Черном и Японском морях (Ратеев, 1964), Атлантическом океане (Ерошчев-Шак, 1961; Biscaye, 1964) и Тихом океане (Горбунова, 1963 г.), связано с эрозией почв водосбора и их высокой транспортабельностью. Такой генезис гидрослюд в данном бассейне подтверждается преобладанием гидрослюд в терра-росса (Сессони, 1955), алюмосиликатных и других почвах и в поч-



Фиг. 4. Распределение гидрослюды (иллита) в верхнем слое осадков Средиземного моря (%)
 1 — <10; 2 — от 10 до 30; 3 — от 30 до 50; 4 — от 50 до 70; 5 — >70; 6 — местоположение изученных станций

венном покрове долины р. Нил (Hamdi, 1961). Гидрослюда — это минералы, которые обильны как в гумидных, так и в аридных климатических зонах. Но наряду с тонкодисперсной гидрослюдой, приносящейся в составе взвешенного речного стока, в осадках Средиземного моря имеется и аутигенная гидрослюда, образующаяся в раннем диагенезе за счет изменения триоктаэдрических слюд биотитового ряда.

По наблюдениям Е. М. Емельянова, коричневый биотит в процессе изменения обычно теряет щелочь и переходит в золотисто-желтый минерал — вермикулит, образующий разнообразные пластинки. Обычно большие чистые и свежие пластинки биотита (иногда правильных гексагональных очертаний) в центре окрашены в коричневый цвет, а по краям — в желтый. Иногда они перемешаны без определенной закономерности. Затем биотит из желтого или даже из коричнево-желтого переходит в зеленый, который в свою очередь замещается хлоритом с типичным «чешуйчатым строением».

Более интенсивные изменения биотита и диагенетическое образование агрегатов аутигенной гидрослюды описаны Нориным (Nogin, 1953) по вертикальным колонкам осадков Тиррейского моря. Норин отметил вторичное постседиментационное расслаивание биотита и образование вермикулитоподобных агрегатов явно аутигенной гидрослюды — иллит-мусковитового типа (судя по порошковой рентгенограмме без химических определений). Поскольку автор не отрицает генетической связи аутигенной гидрослюды с биотитом, то, судя по исследованиям А. Г. Коссовской, В. А. Дрица и В. А. Александровой (1963), М. А. Ратеева (1964) и М. В. Пастуховой (1965) об изменении биотита, аутигенная гидрослюда должна принадлежать, скорее всего, к диоктаэдрической разности глауконитоподобного структурного типа, которая обычно наиболее склонна к новообразованиям. К тому же в раннедиагенетической обстановке Тирренского моря она так же ассоциирует с хлоритом, как в верейском горизонте Русской платформы (Ратеев, 1964) или в эйфельском ярусе Туз-Тага Тувы (Пастухова, 1965). Учитывая, что аутигенная гидрослюда составляет около 20% осадка, а биотит — лишь доли процента, Норин допускает какое-то участие в ее генерации и вулканогенного материала. Но тот же автор подчеркивает свежесть вулканического стекла, пироксенов, кальциевых плагиоклазов и даже обломков пористой пемзы, имеющей огромную поверхность, но не обнаруживающих каких-либо видимых следов воздействия морской воды. Поэтому можно предположить, что аутигенная гидрослюда генерируется в данном случае в диагенезе не только за счет изменения сравнительно крупных пластинок биотита, но и за счет тонкодисперсных частиц биотита и вулканического пепла, не различимых оптическим путем в составе тонкопелитовой фракции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные нами данные позволяют отметить следующие черты формирования важнейших глинистых минералов в донных осадках Средиземного моря в целом.

1. Главнейшими глинистыми минералами в тонкопелитовой фракции осадков данного бассейна являются гидрослюда, монтмориллонит и каолинит. Другие минералы этой фракции: хлорит, галлуазит и палыгорскит — крайне редки и незначительны.

2. Связь областей распространения монтмориллонита в морских осадках с выносом рек, дренирующих вулканогенные формации (как это выявлено для р. Нил), сопряженность в ряде мест повышенных концентраций монтмориллонита с вулканогенным пирокластическим материалом алевритовой фракции (вулканическими пеплами, стеклами, моноклинными пироксенами, цеолитами и др.), а также локализация этого минерала вблизи очагов подводного вулканизма достаточно определенно указы-

вают на его образование за счет изменения вулканогенного материала как на суше, так и в обстановке морского диагенеза. Практически весь монтмориллонит Средиземного моря имеет вулканогенное происхождение, что подтверждается и соответствующим поведением его кристаллической решетке после обработки 1 N KOH, характерным для монтмориллонитов, возникающих по вулканогенному пепловому материалу. Формированию монтмориллонита в основном вулканогенного происхождения в осадках Средиземного моря способствовали и климатические факторы: малый речной сток из аридной зоны (к тому же практически лишенный почвенного монтмориллонита) и отсутствие генерации последнего в почвах терра-росса, широко распространенных на водосборе Средиземного моря. Отсутствие явной пространственной связи концентраций монтмориллонита с современными пеплами вулканов Тирренского моря и свежесть современного вулканогенного материала (стекол, плагиоклазов, лейциты, пироксенов и др.) даже в сравнительно тонкой фракции (0,01—0,001 мм) заставляет считать, что главная масса монтмориллонита связана не столько с современным пирокластическим материалом, сколько с более длительной переработкой на суше и в процессе диагенеза древне-четвертичного и кайнозойского вулканогенного материала (возможно, более основного состава) в соответствующее геологическое время.

3. Иначе распределяется в осадках Средиземного моря каолинит. Он не дает нулевых значений, а распространен по всему бассейну, включая и обширные наиболее глубоководные области, где постоянно составляет около 10% от суммы всех глинистых минералов тонкопелитовой фракции. Вся прибрежная сравнительно мелководная зона европейского побережья Средиземного моря и крупные острова окаймляются непрерывной полосой несколько повышенных концентраций каолинита с содержанием 15—20%. Наконец, отмечаются две области еще более высоких его концентраций (30—35%), связанные, скорее всего, с эрозией почв и, возможно, с размывом древних каолинитсодержащих пород. Мы не можем определить степень разупорядоченности каолинита в осадках Средиземного моря в силу того, что здесь не удастся установить структурные разновидности каолинита по методу Б. Б. Звягина (ввиду отсутствия мономинеральных фракций), но рентгенографией каолинит всюду однозначно определяется в качестве отдельной кристаллической фазы.

Поскольку для каолинита исключается аутигенное образование в морской среде, основная схема его формирования связана с климатическими факторами и лишь отчасти с перемывом геологического субстрата. Он поступает в область осадконакопления почти целиком с побережий за счет эрозии субтропических почв «терра-росса» и так называемых коричневых и бурых горных почв, широко распространенных как на северном побережье, так и на ряде островов Средиземного моря и вдоль побережья Африканского материка. Поступление каолинита за счет эрозии почв и речного стока подчеркивается слегка повышенным его содержанием в морских осадках вблизи материка и островов и подтверждает наличие процесса дифференциации каолинита по размерам его частиц в зоне взмучивания и в прилегающей к ней области седиментации.

4. Гидрослюды являются самым распространенным компонентом глинистой фракции Средиземного моря. Они составляют основную долю тонкопелитовой фракции и доминируют на всей площади дна бассейна, за исключением областей с повышенным содержанием монтмориллонита или каолинита. Генетически гидрослюды в преобладающей части, подобно каолиниту, связаны с эрозией коричневых и бурых почв и «терра-росса», в которых они являются преобладающим компонентом глинистой фракции. Но среди гидрослюд отмечаются и аутигенные новообразования. В поверхностном слое осадков это редкие находки удлиненнопла-

стинчатых гидрослюдов, возникающих еще в седиментогенезе за счет изменения триоктаэдрических гидрослюдов. Явные признаки изменения последних в Средиземном море были подмечены нами при микроскопических исследованиях. В более глубоких горизонтах осадков в раннем диагенезе аутигенная гидрослюда иногда при обилии вулканогенного пеплового материала образует вермикулитоподобные агрегаты, как это установлено Нориным (Nogin, 1953) в Тирренском море.

5. Гидрослюда, как доминирующий компонент осадков большей части акватории Средиземного моря, без уточнения ее полиморфных модификаций, мало пригодна для выяснения питающих минералогических провинций и путей поступления осадочного материала в море. Монтмориллонит, наоборот, указывает на активное участие в питании бассейна пород определенного петрографического состава (вулканогенных, основных и т. д.). Распределяясь по площади в соответствии с законом механической дифференциации и гидродинамическим режимом бассейна и проникая на значительно (в два-три раза) большие расстояния от питающих провинций, чем материал алевроитовых размерностей, монтмориллонит существенно дополняет картину о процессах современного осадкообразования, выявленную по остальным терригенным и хемогенным компонентам. Этот глинистый минерал способствует выявлению питающих провинций и довольно четко указывает дальность разноса и ареалы рассеяния тончайшего терригенного материала.

6. В заключение необходимо подчеркнуть, что количественные (или полуколичественные) определения отдельных минералов с выяснением пространственной их локализации в осадках всего бассейна в целом, в сочетании с терригенной минералогией, позволяют более детально вскрывать влияние факторов, управляющих формированием комплексов глинистых минералов не только в современных, но и в древних бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

- Биро П., Дреш Ж. Средиземное море, т. I, II, 1960.
 Винчелл А. Н., Винчелл Г. В. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит., 1953.
 Гансен Р. География почв. Изд-во иностр. лит., 1962.
 Гончаров В. П., Михайлов О. В. Новые данные о рельефе дна Средиземного моря. Океанология, т. III, 6, 1963.
 Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
 Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море. В сб.: «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». Изд-во «Наука», 1965.
 Емельянов Е. М. Карбонатность современных донных отложений Средиземного моря. Изд-во «Наука», 1965.
 Емельянов Е. М. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в осадках Средиземного моря. Сб. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1965.
 Ерошев-Шак В. А. Иллит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 4, 1961.
 Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюдов в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
 Пастухова М. В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузгарской соленосной толщи. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1965.
 Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 112, 1964.
 Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Г. Брауна, перевод с англ. Изд-во «Мир», 1965.
 Berthois L. Contributions à l'étude des sediments de la Méditerranée occidentale. Ann. Inst. océanogr., t. XX, fasc. 1, Paris, 1939.
 Biscaye P. E. Mineralogy and Sedimentation of the Deep-Sea Sediment Fine Fraction in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. Yale University, Department of Geology, Geochemistry Technical Report 8, 1964.
 Ceccconi S. Minerali argillosi della terra rossa Mediterranea. Ann. sperim. agrar., № 5, 9, 1955.
 Demangeot J., Ters M. Application de la méthode des minéraux lourds, à quelques

- problèmes morphologique des Abruzzes adriatiques. Bull. Soc. Géol. France, 7, v. IV, № 2, Paris, 1962.
- Grim R. E., Vernet J. P. Etude par diffraction des minéraux argileux des vases Méditerranéens. Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 41, № 1, 1961.
- Hamdi H., Epprecht K., Epprecht W. Der Einfluss der chemischen Verwitterung auf die alluvialen Tone von Ägypten. Z. pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, Bd. 70, № 1, 1955.
- Hoang N. C., Donoso W., Sabatier G. Minéralogie de quelques vases marines de la région de Monaco. Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., v. 82, № 10—12, 1959.
- Johns W. D., Grim R. E., Bradley W. F. Quantitative estimations of clay minerals. J. Sediment. Petrol., v. 24, 1954.
- Nessteroff W. D., Hinterlechner A., Sabatier G. Sur la composition de quelques vases méditerranéens. Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr. v. 81, № 1—3, 1958.
- Norin E. Occurrence of authigenous illite mica in the sediments of the central Tyrrhenian Sea. Bull. Geol. Instin. Univ. Upsala, v. 34, 1953.
- Norin E. The sediments of the central Tyrrhenian Sea. Repts Swedish deep-sea exp., v. VIII, fasc. I, 1947—1948. Goteborg, 1958.
- Schultz L. G. Quantitative X-ray determinations of some aluminous clay minerals in rocks. Clay and clay minerals, vol. 5, 1960.
- Shuaib S. M. Investigation of minerals in a sediment core from the Gulf of Naples. Pakistan J. Scient. Res., v. 8, № 1, 1956.
- Sudo T., Oinuma K., Kobayashi K. Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rocks. Acta Univ. Carolinae Geol. Supplementum 1, 1961.
- Van der Marel H. W. Quantitative analysis of kaolinite. Silic. Industr., 25, 1960.
- Van der Marel H. W. Quantitative analysis of the clay separated of soils. Acta Univ. Carolinae Geol. Supplementum 1, 1961.
- Vernhet S., Pruvost P. Etude chimique et minéralogique de quelques sédiments méditerranéens de moyenne et grande profondeur. C. R. Acad. sci., v. 242, № 8, 1956.
- Weaver C. E. The effects and geologic significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. Amer. Mineralogist, v. 43, 1958.

Геологический институт АН СССР,
Калининградское отделение
института океанологии,
Азербайджанский н.-и. институт добычи нефти
Москва, Калининград, Баку

Дата поступления
27.X.1965

УДК 549.26 (262.5)

ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

И. И. ВОЛКОВ, А. А. ТИХОМИРОВА

Железо, сравнительно легко изменяющее валентность, относится к числу основных элементов — индикаторов окислительно-восстановительных процессов, так как превращения его соединений в морских осадках происходят достаточно интенсивно и могут быть легко обнаружены. Известно также, что восстановление до закисного состояния в донных отложениях увеличивает геохимическую подвижность железа, что при соответствующих условиях приводит к перераспределению его и к накоплению в окисленном слое осадков. Таким образом, исследование форм Fe в современных морских донных отложениях важно не только для познания геохимии железа, но и для изучения окислительно-восстановительных процессов диатогенеза и протекающего в связи с ними перераспределения некоторых элементов.

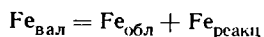
Изучению форм железа в донных отложениях Черного моря посвящены работы Н. М. Страхова (1958, 1959), являющиеся логическим продолжением исследований, проведенных ранее на осадочных породах (Страхов, Залманзон, 1955). В указанных работах было установлено многообразие форм Fe в отложениях сероводородной зоны Черного моря, выяснены соотношения различных форм железа в современных, древне-черноморских и новоевксинских осадках как кислородной, так и сероводородной зон моря, установлена взаимосвязь между органическим веществом и формами железа и, наконец, выявлено влияние сероводородного заражения водоема на превращение аутигенных железистых минералов.

Задачей настоящей работы мы считали более детальное изучение механизма и динамики химических превращений соединений железа в отложениях кислородной зоны Черного моря.

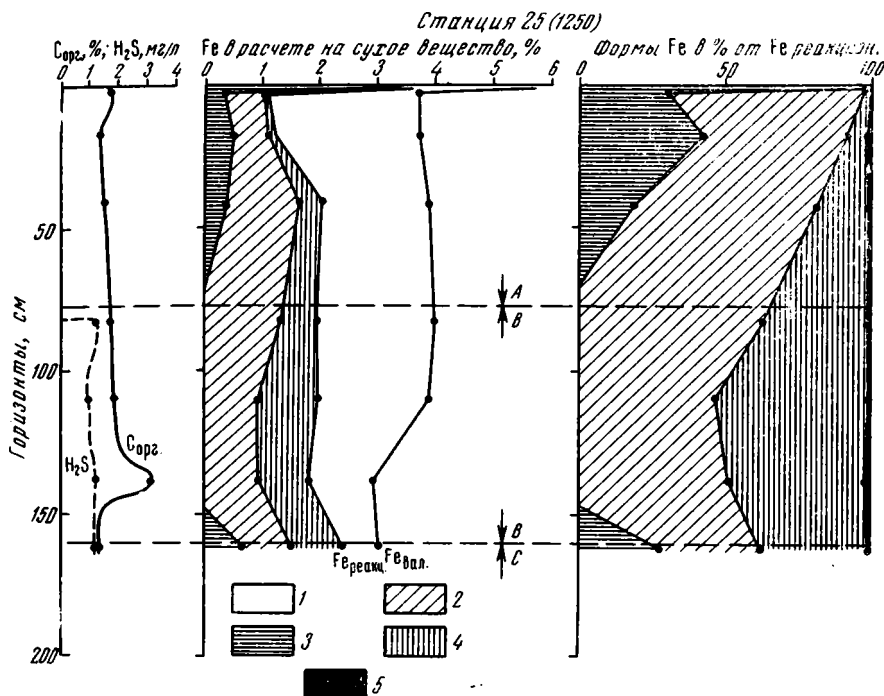
Материалом для исследования послужили три колонки донных отложений из кислородной зоны моря, полученные во время работ на э/с «Академик С. Вавилов» в феврале 1964 г. Колонки взяты прямоточной трубкой вблизи берегов Крыма южнее мыса Тарханкут с глубин 87, 114 и 126 м по направлению от берега. Длина полученных кернов различна, но все они охватывают современные и древнечерноморские отложения и частично (в разной степени) верх новоевксинских осадков.

Химическая обработка проб донных отложений проводилась в лаборатории экспедиционного судна и в стационарной лаборатории на берегу. Пробы до анализа хранились в холодильнике в герметически закрытых стеклянных трубках.

Как известно (Страхов, 1959) баланс соединений железа в современных донных отложениях складывается из суммы обломочного и реакционноспособного (подвижного) железа:



Обломочное железо, представляющее собой смесь терригенных минералов, практически не участвует в процессах диагенеза, поскольку эти минералы, если и разлагаются с образованием подвижных форм Fe, то в незначительной степени. Реакционноспособное железо ($Fe_{\text{реакц}}$) может быть представлено различными формами и складывается из суммы: окисного (Fe^{3+}), присутствующего в виде гидроокиси и гидратов окиси трехвалентного железа, закисного (Fe^{2+}) — в виде соединений двухвалентного железа; основными из



Фиг. 1. Распределение форм железа, $C_{\text{орг}}$ и свободного H_2S по вертикали донных отложений. Станция 25 (1250)

1 — $Fe_{\text{обл}}$; 2 — Fe^{2+} ; 3 — Fe^{3+} ; 4 — $Fe_{\text{пирит}}$; 5 — $Fe_{\text{гидротр}}$.

них являются силикаты и карбонаты; пиритного Fe ($Fe_{\text{пирит}}$), связанного с серой в виде FeS_2 и гидротроилитного ($Fe_{\text{гидротр}}$), входящего в состав коллоидного моносulfида — $FeS \cdot nH_2S$. Следует отметить, что $Fe_{\text{пирит}}$ и $Fe_{\text{гидротр}}$ — разновидности подвижного закисного железа (Fe^{2+}).

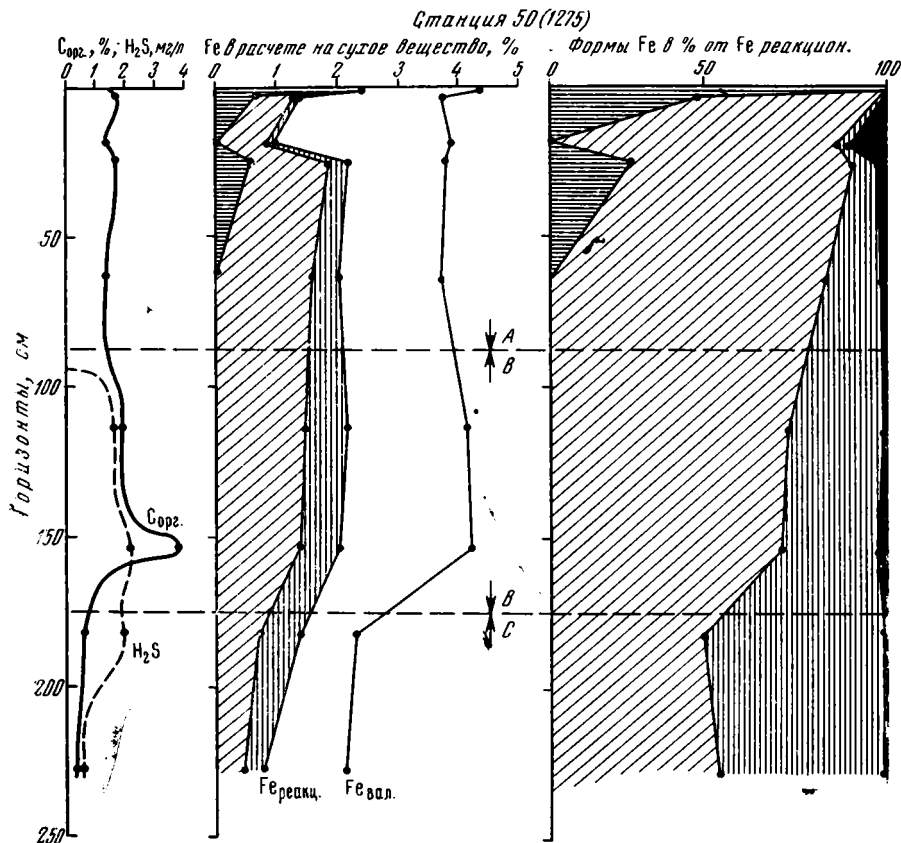
Таким образом, $Fe_{\text{реакц}} = Fe^{3+} + Fe^{2+} + Fe_{\text{пирит}} + Fe_{\text{гидротр}}$.

Результаты химических исследований приведены в таблице. Помимо содержания форм железа в расчете на сухое вещество, для большей наглядности происходящих превращений в таблице приведено содержание подвижных форм железа в относительных процентах от суммы реакционноспособного Fe. При этом пересчете сделано следующее допущение. Согласно принятой методике химического анализа, в определении Fe^{3+} возможны ошибки, так как эта форма железа рассчитывается по разности. Поэтому при концентрации, меньшей 0,2—0,3% Fe^{3+} , эту величину в расчет не принимали и при пересчете прибавляли к Fe^{2+} .

Графически данные химического анализа отражены на фиг. 1—3.

Осадки изучаемого района моря представлены глинистым илом с небольшой примесью алевроита с обломками створок и целыми раковинами.

Верхний слой донных отложений окрашен в желтовато-бурый, до коричневого, цвет и содержит на поверхности железо-марганцевые конкреции, ранее изучавшиеся Я. В. Самойловым, А. Г. Титовым (1922) и нами (Севастьянов, Волков, 1966). Окисленный характер поверхностного слоя

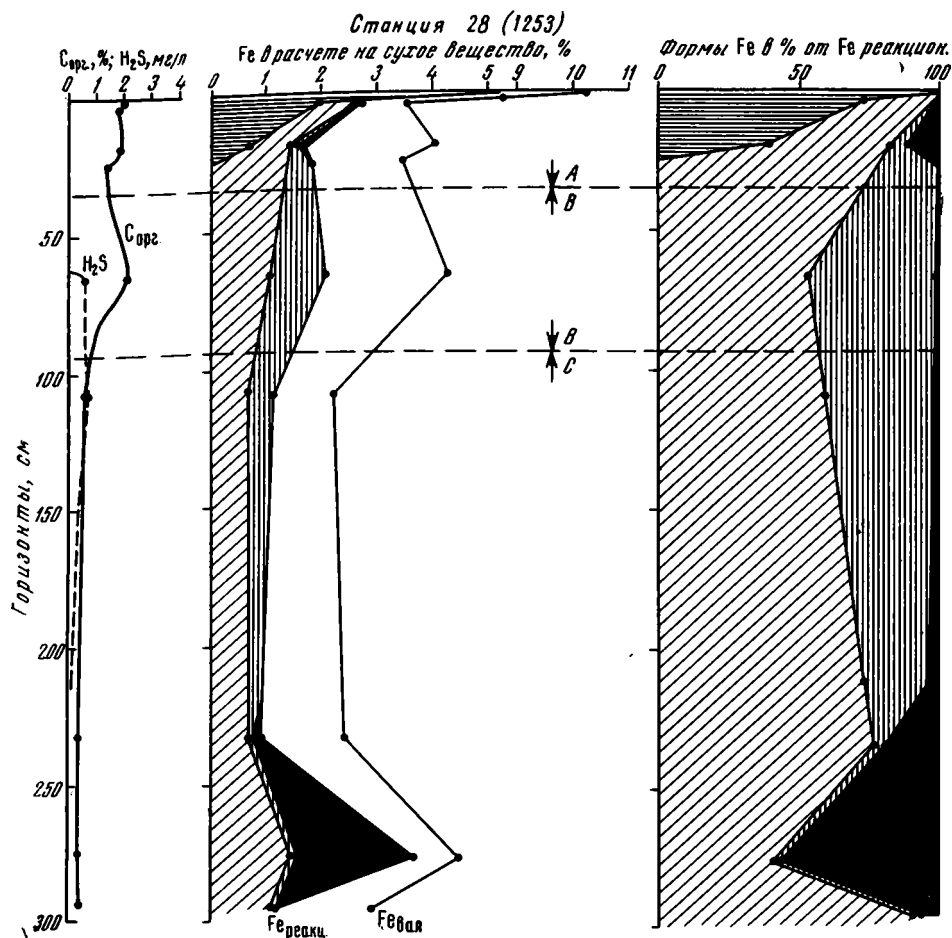


Фиг. 2. Распределение форм железа, $C_{орг}$ и свободного H_2S по вертикали донных отложений. Станция 50 (1275)

Условные обозначения см. на фиг. 1

отложений свидетельствует, что кислород в воде этого района моря присутствует до дна. Мощность окисленного слоя отложений невелика; с удалением от берега и углублением дна она уменьшается от 2 до 0,5 см. Расположенные непосредственно под окисленным слоем илы окрашены в серый цвет с зеленоватым, голубоватым и редко слегка кремоватым оттенком.

Как видно из таблицы, соотношение между реакционноспособным и обломочным железом в изучаемых колонках донных отложений изменяется в довольно широких пределах, $Fe_{реакц}$ составляет от 26,4 до 82,3% валового железа. В среднем по всем трем колонкам подвижное железо составляет около 52% валового железа. В речном выносе доля реакционноспособного железа выше и составляет 65% от $Fe_{вал}$ (Страхов, 1959). Известно, что в море происходит дифференциация материала, поступающего с речным стоком. При этом большая часть подвижного железа уходит в глубоководные, удаленные от берега, осадки моря; наоборот, мелководные отложения прибрежных районов моря обеднены реакционноспособным железом. Таким образом, пониженное среднее содержание $Fe_{реакц}$ в изучаемых нами колонках осадков, по сравнению с речными выносами, является следствием процесса механической дифференциации поступающего в море материала. Что же касается довольно большого колебания $Fe_{реакц}$ относительно валового железа по вертикали изучаемых колонок, то здесь, по-видимому, играет роль несколько причин. Во-первых, колонки охватывают три этапа осадкообразования: современный, древнечерноморский и конец новоевксинского; каждый из



Фиг. 3. Станция 28 (1253). Распределение форм железа, $C_{орг}$ и свободного H_2S по вертикали донных отложений
Условные обозначения см. на фиг. 1

них характеризовался своим гидродинамическим и гидрологическим режимом, что не могло не сказаться на соотношении $Fe_{обл}$ и $Fe_{реакц}$ в осадках. В этом отношении интересно уменьшение валового содержания железа в новоевксинских отложениях, что видно из данных таблицы. Характерно, что уменьшение $Fe_{вал}$ в новоевксинских осадках происходит в большей степени за счет обломочного железа. Вторым фактором, влияющим на соотношение реакционноспособного и обломочного железа, является наблюдаемое перераспределение Fe по вертикали отложений. Наиболее ярко проявляется оно в поверхностном слое осадков и в новоевксинских отложениях. Более подробно мы остановимся на этом ниже; сейчас следует лишь отметить, что миграция железа затрагивает только его реакционноспособную форму и сказывается на вертикальном распределении железа.

Поверхностный слой отложений, который отбирался очень тщательно (без примеси заключенных в нем железо-марганцевых конкреций и подстилающего серого ила), содержит реакционноспособное железо только в окисной форме (Fe^{3+}). Ни в одном случае при выполнении анализа сразу после получения пробы ила не было обнаружено легкоподвижного закисного железа. Данные анализа показывают также, что в поверхностном слое марганец присутствует в четырехвалентной форме. Этот слой

Формы железа в осадках кислородной зоны Черного моря

Горизонты, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влаж- ность %	В расчете на сухое вещество (%)							В % от реакционноспособного Fe				Сорг (%)	CaCO ₃ (%)
			Fe вал	Fe облом	Fe реакц	Формы реакционноспособного Fe				Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe пирит	Fe гидротр		
						Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe пирит	Fe гидротр						
	Речные взвеси (средние данные) (Страхов, 1959)									80	19,3	0,8	—	1,78	—
Станция 25 (1250). Глубина 87 м. Длина колонки 182 см (44°53'0" с. ш.; 33°14'5" в. д.)															
0—1	Ил глинистый полужид- кий желтовато-коричневый, содержит небольшое коли- чество конкреций (А)	70,24	5,71	2,13	3,58	3,58	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100	—	—	—	1,70	24,15
1—5	Ил глинистый более плот- ный зеленовато-серый со слабым кремовым оттен- ком (А)	61,47	3,69	2,55	1,14	0,35	0,76	0,02	0,01	30,90	66,87	1,59	0,64	1,80	26,00
15—20	Ил глинистый серый, со- держит мелкие примазки гидротроилита (А)	58,82	3,74	2,52	1,22	0,52	0,59	0,10	0,01	42,62	48,36	7,87	1,15	1,40	23,94
40—43	Ил глинистый серый со слабым голубоватым от- тенком (А)	55,95	3,89	1,84	2,05	0,39	1,27	0,37	0,02	19,02	61,95	18,05	0,98	1,49	17,65
82—84	Ил глинистый серый с зеленоватым оттенком плотный однородный (В)	56,02	3,96	2,01	1,95	0,21	1,01	0,72	0,01	—	62,48	36,80	0,72	1,73	13,53
109—112	То же	55,55	3,88	1,87	2,01	0,18	0,77	1,04	0,02	—	47,25	51,80	0,95	1,90	13,97
136—141	Ил глинистый темно-зе- леный с буроватым оттен- ком, обогащен органичес- ким веществом, содержит обломки раковин (В)	66,09	2,96	1,12	1,84	0,26	0,68	0,87	0,03	—	51,06	47,16	1,78	3,16	22,40
160—163	Ил глинистый светло-се- рый с голубоватым оттен- ком, очень плотный одно- родный (С)	48,02	3,06	0,63	2,43	0,67	0,84	0,91	0,01	27,56	34,59	37,39	0,46	1,31	28,25
Станция 50 (1275). Глубина 114 м. Длина колонки 230 см (44°47'8" с.ш.; 33°04'0" в. д.)															
0—1	Ил глинистый полужид- кий желтовато-бурый, вме- щает конкреции разного размера (А)	69,81	4,34	1,92	2,42	2,42	Не обнаружено			100	—	—	—	1,49	21,85

2—5	Ил глинистый более плотный пластичный серый с зеленоватым оттенком, имеет единичные мелкие включения гидротроилита (А)	60,93	3,76	2,41	1,35	0,65	0,64	0,03	0,03	48,41	47,45	2,22	2,22	1,73	23,00
18—20	Ил глинистый серый с голубоватым оттенком с многочисленными неправильными прослойками гидротроилита и вазелиноподобными редкими примазками органического вещества (А)	57,89	3,87	2,85	1,02	0,13	0,72	0,04	0,13	—	83,35	3,92	12,73	1,37	18,93
20—30	То же (А)	56,81	3,78	1,60	2,18	0,58	1,35	0,18	0,07	26,55	62,00	8,24	3,21	1,66	21,43
60—67	То же (А)	56,25	3,72	1,71	2,01	0,25	1,35	0,37	0,04	—	79,66	18,36	1,98	1,33	20,90
110—117	Ил глинистый плотный пластичный серый с зеленым оттенком, содержит редкие и мелкие примазки гидротроилита (В)	53,27	4,16	2,01	2,15	0,13	1,33	0,68	0,02	—	67,45	31,62	0,93	1,77	8,25
150—156	Ил сапропелевый с примесью глинистого, темно-серый с зеленовато-буроватым оттенком, слоистый (В)	58,69	4,19	2,16	2,03	0,05	1,30	0,63	0,05	—	66,59	31,00	2,41	3,66	12,25
179—183	Ил известково-глинистый светло-серый с голубоватым оттенком пластичный однородный (С)	33,75	2,27	0,92	1,34	0,21	0,46	0,66	0,01	—	50,00	49,25	0,75	0,54	49,08
223—230	Ил глинистый светло-серый с голубоватым оттенком, пластичный однородный (С)	25,96	2,11	1,39	0,72	0,12	0,27	0,32	0,01	—	54,15	44,46	1,39	0,30	21,45

Станция 28 (1253). Глубина 126 м. Длина колонки 298 см (44°46'2" с. ш.; 32°50'2" в. д.)

0—0,5	Ил глинистый желтовато-бурый полужидкий, содержит стяжения конкреции и немного створок раковин (А)	61,90	10,23	3,64	6,59	6,59	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100	—	—	—	1,91	23,59
-------	--	-------	-------	------	------	------	---------	---------	---------	-----	---	---	---	------	-------

Горизонты, см	Краткая характеристика пробы осадков	Влаж- ность %	В расчете на сухое вещество (%)							В % от реакционноспособного Fe				C _{орг} (%)	CaCO ₃ (%)
			Fe _{взл}	Fe _{облом}	Fe _{реакц}	Формы реакционноспособного Fe				Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{пирит}	Fe _{гидротр}		
						Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe _{пирит}	Fe _{гидротр}						
2—5	Ил глинистый более плотный, серый с зеленоватым оттенком, структура комковатая														
18—20	Встречаются бурые вазелиноподобные примазки органического вещества (А)	61,32	3,52	0,83	2,69	1,93	0,69	0,03	0,04	71,80	25,60	1,11	1,49	1,74	23,38
	Ил глинистый серый, содержит отдельные мелкие примазки черного ила (А)	62,08	4,06	2,30	1,76	0,70	0,75	0,11	0,20	39,78	42,20	6,42	11,60	1,81	24,25
20—30	То же	58,36	3,47	1,61	1,86	0,09	1,36	0,40	0,01	—	77,96	21,50	0,54	1,30	26,04
64—68	Ил глинистый серый с зеленоватым оттенком, содержит рассеянные включения гидротроилита (В)														
107—110	Ил известково-глинистый светло-серый со слабым голубоватым оттенком (С)	55,63	4,28	2,20	2,08	Не обн.	1,12	0,95	0,01	—	53,87	45,65	0,48	2,01	9,95
230—235	Ил глинистый серый со слабым палевым оттенком, содержит многочисленные мелкие прослойки гидротроилита (С)	37,89	2,25	1,08	1,17	0,16	0,54	0,46	0,01	—	59,85	39,30	0,85	0,53	53,70
274—276	Ил глинистый серый со слабым палевым оттенком, содержит многочисленные мелкие прослойки гидротроилита (С)	33,49	2,47	1,53	0,94	0,12	0,62	0,02	0,18	—	78,62	2,13	19,25	0,34	9,64
	Ил глинистый черный очень плотный. В толще ила наблюдаются полутвердые стяжения и мелкие конкреции сульфидов железа (С)	30,35	4,62	0,82	3,80	0,28	1,33	0,02	2,17	—	42,40	0,53	57,07	0,33	8,58
290—298	Ил глинистый однородный, серый, очень вязкий, имеет отдельные мелкие примазки гидротроилита (С)	39,59	3,04	1,74	1,30	0,18	1,00	0,03	0,09	—	90,76	2,32	6,92	0,42	11,50

Примечания: Отложения: А—современные; В—древнечерноморские; С—новоевксинские.

осадков кислородной зоны Черного моря представляет собой типичные окисленные отложения, характерные для водоемов с нормальным гидрологическим режимом, где аэрация водной толщи происходит до дна. Интересно сравнить легкоподвижное железо в поверхностном слое отложений с $Fe_{\text{реакц}}$ в речных взвешях, данные по которым взяты из работы Н. М. Страхова (1959). Как следует из приведенных данных, подвижное железо в речном стоке содержит до 20% закисного. В поверхностном слое отложений все $Fe_{\text{реакц}}$ представлено соединениями только трехвалентного железа. Изменения, происходящие с реакционноспособным железом целиком могут быть отнесены за счет влияния верхней 100-метровой толщи морской воды, содержащей кислород. Следовательно, за период седиментации даже в неглубоком бассейне подвижные формы двухвалентного железа (и марганца) полностью окисляются и переходят соответственно в трех- и четырехвалентные соединения.

Уже в подстилающем окисленные осадки слое ила, на горизонте 2—5 см от поверхности дна, подвижные формы железа претерпевают существенные превращения. Значительная часть $Fe_{\text{реакц}}$, а иногда и большая часть его, переходит в закисное состояние. Более того, уже в этом самом верхнем горизонте восстановленных отложений появляются формы железа, связанные в производные сероводорода — моносulfид и пирит. В пределах современных отложений по мере углубления восстановительный процесс охватывает все большую часть подвижного железа и одновременно увеличивается содержание в осадках $Fe_{\text{пирит}}$ и $Fe_{\text{гидротр}}$, хотя свободный H_2S отсутствует. В самом низу современных отложений подвижные формы трехвалентного железа исчезают практически полностью.

Знакомство только с современными отложениями показывает, что интенсивность восстановительного процесса в осадках кислородной зоны очень велика. В самом деле, небольшая мощность поверхностного окисленного слоя осадков, полное восстановление окисного железа в пределах верхних 30—70 см отложений и появление связанных форм сероводорода в виде моносulfида железа и пирита непосредственно под окисленным слоем осадков — все это указывает на высокую интенсивность восстановительных процессов.

Одновременное присутствие в донных отложениях трехвалентного железа и сульфидной серы (в форме гидротроилита) является нарушением теоретической схемы восстановительного процесса, так как эти компоненты должны взаимноисключаться. Причиной совместного нахождения в осадках Fe^{3+} и FeS , вне всякого сомнения, является точечное (очаговое) развитие восстановительного процесса на начальной стадии диагенеза (Страхов, 1959), объясняемое неравномерным распределением в осадках органического вещества.

Из данных таблицы и фигур видно, что процесс редукции Fe^{3+} не всегда протекает равномерно, и в распределении трехвалентного железа имеются колебания. Наоборот, микробиологическое восстановление сульфатов с образованием H_2S характеризуется в пределах мощности современных отложений довольно постоянной скоростью и равномерным увеличением содержания производных сероводорода (Волков, Пилипчук, 1966). Но во всех колонках процесс восстановления железа значительно опережает процесс редукции сульфатов и вследствие этого к моменту полного исчезновения Fe^{3+} в осадках только 20—37% реакционноспособного железа связано в пирит и моносulfид.

Древнечерноморские отложения характеризуются полным отсутствием трехвалентного железа, но процессы преобразования реакционноспособного железа на этом не заканчиваются. В древнечерноморских осадках появляется свободный H_2S , что указывает на продолжающийся процесс редукции сульфатов, поэтому преобразования реакционноспособного железа направлены в сторону пиритизации. Оносительное содер-

жание железа, связанного с серой в форме пирита и моносulfида ($\text{Fe}_{\text{пирит}} + \text{Fe}_{\text{гидротр}}$) в древнечерноморских отложениях возрастает до 33—53% от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$.

Здесь следует обратить особое внимание на очень интересный и важный факт. Дело в том, что древнечерноморские отложения кислородной зоны в отношении форм реакционноспособного железа абсолютно идентичны с глубоководными отложениями сероводородной зоны моря, причем не только с современными, но и с древнечерноморскими, в которых, как известно, содержание пирита несколько повышено (Остроумов, 1953; Волков, 1961, 1964). При сравнении данных таблицы с результатами химического анализа, современных и древнечерноморских глубоководных отложений сероводородной зоны моря, приведенными Н. М. Страховым (1959), видно, что разница между ними заключается только в том, что вследствие закономерностей осадкообразования в донных отложениях центральных частей моря несколько выше валовое содержание железа и более высокое содержание $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ в процентах к $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Что же касается соотношений между различными формами подвижного железа, то в древнечерноморских отложениях, кислородной и сероводородной зон моря они совершенно одинаковы. Если же иметь в виду, что древнечерноморские отложения кислородной зоны моря, как и сероводородной, содержат свободный H_2S , то можно сделать вывод, что они практически не отличимы. Таким образом, диагенетические восстановительные процессы, протекающие под окисленной пленкой в донных отложениях кислородной зоны моря в слое мощностью 40—80 см, эквивалентны по силе своего воздействия на реакционноспособные формы железа мощному сероводородному заражению водной толщи бассейна.

При оценке геохимической обстановки в современных и древнечерноморских отложениях вскрывается еще один очень важный фактор механизма происходящих процессов. Выше, при рассмотрении форм железа в современных отложениях, было установлено, что осадки не содержат свободного H_2S , поскольку он по мере образования тотчас связывается в более стабильные соединения, в том числе, реагируя с подвижным закисным железом, превращается в моносulfид железа (гидротроилит), который затем переходит в пирит. Уже было отмечено, что образование сероводорода происходит довольно равномерно, но отстает от процесса восстановления Fe^{3+} в Fe^{2+} . В результате этого преобладающей формой подвижного железа в современных отложениях является закисное железо (Fe^{2+}), не связанное сероводородом, а железо, связанное в форме пирита и моносulfида, играет подчиненную роль. С переходом в древнечерноморские отложения, при дальнейшем развитии восстановительного процесса, роль пиритного железа в сумме реакционноспособного несколько возрастает, но в пределах самих древнечерноморских осадков концентрация пирита перестает увеличиваться, хотя в осадках появляется свободный сероводород. Получается своеобразный парадокс: имеется свободный H_2S и легкоподвижное закисное железо, а взаимодействия между ними не происходит или оно в силу каких-то обстоятельств чрезвычайно замедляется. Причину этого явления, видимо, следует искать в минералогических формах реакционноспособного закисного железа. Н. М. Страхов (1959) установил, что Fe^{2+} в черноморских отложениях присутствует в виде минералов силикатного ряда — типа магнетизальных лептохлоритов. Таким образом, после восстановления трехвалентного железа до закисного состояния, преобразование Fe^{2+} в основном происходит двумя путями, причем существенную роль играет фактор времени. Первый путь — образование моносulfида и затем пирита, скорость его определяется скоростью образования сероводорода, а она отстает от процесса восстановления железа. Поэтому в начальной стадии восстановительного процесса моно- и дисulfид железа играют подчиненную роль в сумме реакционноспособных форм Fe. Одновременно с

этим процессом в результате взаимодействия Fe^{2+} и кремниескислоты, присутствующей в иловой воде и осадках, происходит образование силикатов закисного железа. Содержание их постепенно возрастает, и, что, очевидно, не менее важно, структура их упорядочивается настолько, что с течением времени железо аутигенных силикатов становится инертным по отношению к сероводороду. Произведения растворимости сульфида и силиката двухвалентного железа практически одинаковы и равны: для FeS — $10^{-18,4}$ и для FeSiO_3 — 10^{-18} (Latimer, 1952). Оба указанных процесса приводят к тому, что в древнечерноморских отложениях уже не остается железа, способного к связыванию образующимся сероводородом; результатом этого является возникновение свободного H_2S в осадках. Отсюда ясно, что конечная картина соотношения между аутигенными формами двухвалентного железа в морских донных отложениях определяется скоростями основных минералообразующих процессов и фактором времени.

Переходя к обсуждению форм железа в новоевксинских отложениях, следует иметь в виду, что осадки новоевксинского бассейна и гидротермический режим его в значительной мере отличаются от современных и древнечерноморских. Соленость воды Черного моря в новоевксинское время была примерно в 3 раза меньше современной. Донные отложения характеризуются очень малым содержанием органического вещества ($\sim 0,5\%$ $\text{C}_{\text{орг}}$) и слабым развитием восстановительных процессов. Результаты работ, выполненных ранее (Страхов, 1959; Шишкина, 1961; Виноградов, Гриненко, Устинов, 1962; Волков, 1964), позволяют сделать вывод об отсутствии сероводородного заражения в воде Черного моря в новоевксинское время.

Из данных таблицы видно, что в новоевксинских отложениях в составе реакционноспособного железа происходят изменения, направленные в сторону уменьшения содержания пиритного Fe и увеличения относительного содержания Fe^{2+} ; в некоторых случаях появляется небольшое количество Fe^{3+} . Здесь необходимо отметить, что в самых верхних слоях новоевксинских отложений эти изменения выражены слабо, так как слои эти находятся под непосредственным влиянием расположенных выше древнечерноморских осадков, в которых восстановительные процессы развиты очень сильно. Из данных таблицы следует, что верхние 30—40 см новоевксинских отложений содержат еще значительное количество $\text{Fe}_{\text{пирит}}$ и мало отличаются от лежащих выше осадков по составу подвижных форм железа. Изменения в составе реакционноспособного железа начинаются в более глубоких слоях новоевксинских осадков. К сожалению, только одна (ст. 28) из трех колонок, обработанных нами, позволяет проследить до конца результаты этого влияния и установить глубину его проникновения. Воздействие древнечерноморских отложений на более глубокие горизонты новоевксинских связано с миграцией свободного H_2S в осадках. Нужно сказать что в целом вертикальное распределение форм железа в новоевксинских отложениях кислородной зоны совершенно тождественно распределению форм этого элемента и серы в тех же осадках сероводородной зоны моря (Страхов, 1959; Волков, 1964).

Чтобы закончить с формами железа в новоевксинских отложениях кислородной зоны моря, следует сказать, что в чистом виде (без влияния древнечерноморских отложений и миграции сероводорода) мы можем взять их только в горизонте 290—298 см со станции 28. Реакционноспособное железо здесь представлено в подавляющей массе в виде силикатов закисного железа (Fe^{2+}) с примесью небольшого количества пиритного и гидротроилитного Fe . В некоторых случаях может присутствовать, как и в отложениях сероводородной зоны Fe^{3+} , но также в небольших количествах.

При изучении сероводородной зоны Черного моря было установлено, что в донных отложениях происходит перераспределение железа и серы

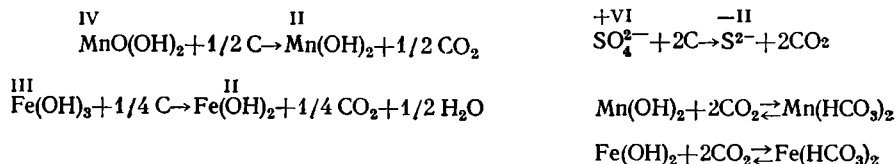
под воздействием миграции свободного H_2S из древнечерноморских отложений в толщу новоевксинских осадков. Результатом этого является образование в верхней части новоевксинских отложений достаточно хорошо локализованных прослоев, резко обогащенных коллоидными сульфидами железа и содержащих их конкреции, которые образовались при кристаллизации коллоидов (Волков, 1964). Распределение в осадках этой прослойки, образованной благодаря миграции сероводорода и сульфидов железа, и является границей, до которой в данном случае проявляется воздействие древнечерноморских отложений на новоевксинские.

На примере станции 28 мы видим, что и в отложениях кислородной зоны происходит подобный же процесс. Горизонт 277—276 см является типичным представителем такого рода прослоев, образованных в ходе диагенетического перераспределения Fe и S. Как и в отложениях сероводородной зоны, он вмещает полутвердые стяжения и мелкие конкреции сульфидов железа, располагается вблизи и немного ниже горизонта исчезновения свободного H_2S в осадках и характеризуется в отношении форм железа и серы совершенно необычным составом, что можно видеть из таблицы. Прежде всего, этот горизонт обогащен исключительно реакционноспособными формами железа, в результате чего значительно повышено содержание и Fe вал в донных отложениях. Преобладающей формой подвижного железа является гидротроилит, чего не наблюдалось ни в одном другом горизонте. Эти факты говорят о том, что формы железа в этом горизонте отложений образованы не в результате диагенетических превращений, происшедших на месте, а являются следствием миграции вниз по разрезу Fe и S. Движение сульфидов железа вниз по вертикали объясняется миграцией свободного H_2S и потерей подвижности коллоидными сульфидами при исчезновении свободного сероводорода в осадках. Горизонт нахождения этого прослоя связан поэтому с глубиной исчезновения свободного H_2S в осадках. В составе коллоидных сульфидов железа, помимо моносulfида-гидротроилита, присутствует дисульфид железа в коллоидной форме — «мельниковит-гель», образующийся при взаимодействии коллоидного моносulfида со свободной серой. Данные анализа показывают что интенсивность перераспределения железа в данном случае достаточно велика, так как содержание реакционноспособного железа в этом прослое в 3—4 раза выше, чем в соседних.

В отложениях кислородной зоны это не единственный процесс, приводящий к перераспределению железа. Другой процесс наблюдается на контакте окисленной и восстановленной зон отложений и приводит к накоплению железа и марганца в поверхностном слое (Севастьянов, Волков, 1965). Из данных таблицы видно, что поверхностный окисленный слой отложений обогащен реакционноспособным железом по сравнению с подстилающими восстановленными горизонтами. Механизм перераспределения железа между окисленным и восстановленным слоями отложений объяснен давно и коротко заключается в следующем: закисное железо, возникающее в ходе восстановления Fe^{2+} обладает сравнительно высокой геохимической подвижностью и способно в виде бикарбоната мигрировать в сторону наименьшей концентрации Fe^{2+} в иловой воде — вверх к контакту с окисленной зоной, где оно, окисляясь, теряет подвижность и накапливается, обогащая поверхностный слой отложений. Миграция двухвалентного железа в поверхностный окисленный слой происходит, по-видимому, в основном из непосредственно подстилающих горизонтов восстановленных отложений и ограничивается слоем ила 20—30 см, где еще недостаточно сильно развиты процессы образования H_2S и аутигенных силикатов. Теоретически же миграция Fe^{2+} возможна из более мощного слоя донных отложений (60—100 см), вплоть до горизонта появления свободного сероводорода в осадках. Интенсивность перераспределения железа между восстановленной и окисленной зонами отложений также значительна и приводит к повышению содержания реак-

ционноспособного железа в поверхностном слое в 2—3 раза по сравнению с подстилающими горизонтами осадков.

Окислительно-восстановительные процессы в диагенезе донных отложений целиком обязаны разложению захороненного органического вещества. При восстановлении соединений четырехвалентного марганца и трехвалентного железа, а также в ходе микробиологического восстановления сульфатов с образованием сероводорода, органическое вещество расходуется, являясь источником энергии для восстановительных процессов и для перераспределения элементов. Перераспределение железа и марганца между окисленной и восстановленной зонами отложений требуют дополнительного (сверх затраченного на восстановление) расхода органического вещества.



Из этих схематических реакций видно, что двуокиси углерода, образующейся из органического вещества в процессе восстановления реакционноспособных Mn и Fe недостаточно для перевода их в растворимое состояние. На образование бикарбонатов, в форме которых происходит перераспределение железа и марганца, расходуется для Mn в 4 раза большее количество органического вещества, а для Fe — в 8 раз, по сравнению с процессом восстановления. В действительности в процессах восстановления и перераспределения Mn, Fe и S расход органического вещества еще выше, так как указанные реакции безусловно осуществляются не в строго стехиометрических отношениях и, кроме того, в иловой воде осадков должно быть некоторое избыточное количество CO_2 , чтобы предотвратить гидролитическое разложение бикарбонатов Fe и Mn.

Следовательно, большее содержание органического вещества должно привести к более высокой интенсивности восстановительных процессов, к более глубокому диагенетическому преобразованию форм марганца, железа и серы в толще донных отложений. Однако в ряде случаев прямая корреляция между количеством органического вещества в осадках и содержанием восстановленных форм железа и серы отсутствует.

Вообще говоря, интенсивность восстановительных процессов очень сильно зависит от качественного состава органического вещества; особенно это относится к процессу бактериального восстановления сульфатов до сероводорода. В нашем случае влиянием качества органического вещества можно пренебречь, поскольку материал получен из одного района моря с очень небольшим перепадом глубин.

Из данных таблицы, следует, что в пределах мощности современных отложений по мере развития процессов восстановления Fe^{3+} и SO_4^{2-} содержание углерода органического вещества несколько уменьшается с углублением в толщу отложений, что соответствует теоретическим положениям. В более глубоких горизонтах колоннок (древнечерноморские отложения) с появлением свободного H_2S в осадках в некоторых случаях наблюдается несоответствие между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ и концентрацией восстановленных форм Fe и S. Реакционноспособное железо в древнечерноморских отложениях восстановлено полностью, но максимальные содержания пирита в составе $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ и наиболее высокая $\Sigma \text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ не всегда приурочены к горизонтам, максимально обогащенным органическим веществом. Наиболее ярким примером нарушения прямой зависимости между содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ и восстановленных форм Fe и S служит верхняя часть новоевксинских отложений (до горизонта про-

никновения свободного H_2S в осадках), где при очень малых концентрациях углерода органического вещества наблюдаются высокое содержание суммы восстановленных форм серы (ΣS_{H_2S}) и сульфидных форм железа.

Указанные факты не являются доказательством независимости восстановительных процессов от содержания органического вещества в осадках, а лишь показывают, что в некоторых случаях формальная (видимая) зависимость между $C_{орг}$ и восстановленными формами Fe и S может быть нарушена. Нарушение этой зависимости в основном обусловлено двумя процессами: 1) образованием в донных отложениях, помимо сульфидов, устойчивых силикатов закисного железа; 2) перераспределением Fe и S в связи с миграцией H_2S и моносulfида железа.

Если бы реакционноспособное железо превращалось только в моносulfид и пирит, то после его полного восстановления до закисного состояния количество сульфидных форм железа ($Fe_{пирит} + Fe_{гидротр}$) при *недостатке* H_2S точно коррелировалось бы с содержанием органического вещества (исходного, а не остаточного). В случае избыточного H_2S по отношению к $Fe_{реакц}$ в каком-то горизонте отложений и появления свободного сероводорода в осадках, мы получили бы смазанную картину и не наблюдали бы прямой зависимости между $C_{орг}$ с одной стороны и ΣS_{H_2S} и $Fe_{пирит}$ — с другой, поскольку в результате миграции и коллоидного моносulfида железа происходило бы перераспределение Fe и в основном S.

Так как в современных морских донных отложениях помимо сульфидных форм ($Fe_{пирит} + Fe_{гидротр}$) происходит образование аутигенных силикатов закисного железа, не разлагаемых действием сероводорода, то конечное соотношение между сульфидными и силикатными формами железа определяются только скоростями их образования и не зависит от потенциальной возможности органического вещества в отношении образования большего количества H_2S в данном горизонте. Появление свободного сероводорода в осадках указывает, с одной стороны, на продолжающееся возникновение его, а с другой стороны, на окончание диагенетического преобразования реакционноспособных форм железа. В нашем случае древнечерноморские отложения по количеству органического вещества могли бы иметь значительно большее содержание FeS_2 в составе легкоподвижных форм железа и большую сумму восстановленных форм серы — производных сероводорода, но превращения $Fe_{реакц}$ в древнечерноморских отложениях уже завершены и образующийся здесь в настоящее время H_2S уходит в результате миграции в нововексинские отложения. Итогом миграции свободного H_2S в нововексинские отложения является увеличение в верхней части их содержания ΣS_{H_2S} и количества сульфидных форм железа.

Таким образом, в древнечерноморских отложениях, богатых органическим веществом, процесс превращений реакционноспособного Fe заканчивается раньше, чем полностью исчерпается потенциальная восстановительная способность органического вещества. Здесь при формальном сравнении содержания $C_{орг}$ с произведенными диагенетическими преобразованиями (восстановление железа, марганца и сумма производных ΣS_{H_2S}) роль органического вещества будет явно уменьшена. Если же такое сравнение провести для верхней части нововексинских отложений, то выводы будут прямо противоположными. Кстати сказать, приведенный материал показывает, с какой осторожностью нужно подходить к определению исходного содержания органического вещества в осадках. Если провести подсчет исходного количества органического вещества без учета происшедшего перераспределения элементов, то в древнечерноморских отложениях оно получится в значительной степени заниженным, а в верхней части нововексинских отложений неоправданно завышенным. Итак:

1. Поверхностный слой отложений кислородной зоны Черного моря имеет окисленный характер и содержит реакционноспособное железо исключительно в трехвалентной форме.

2. В толще донных отложений в результате восстановительных процессов формы реакционноспособного железа претерпевают глубокое изменение. Основными формами $Fe_{реакц}$ в нижней части современных и в древнечерноморских отложениях являются силикаты двухвалентного железа и пирит, кроме того всегда присутствует небольшое количество железа в форме гидротроилита.

3. По соотношению форм легкоподвижного железа в толще донных отложений, осадки кислородной и сероводородной зон Черного моря абсолютно идентичны. Восстановительные процессы диагенеза, протекающие в верхнем слое осадков кислородной зоны моря мощностью 40—80 см под окисленной пленкой, эквивалентны по силе воздействия на реакционноспособные формы железа мощному сероводородному заражению водной толщи.

4. В ходе развития восстановительных процессов возникают условия, приводящие уже на ранних этапах диагенеза к перераспределению аутигенных минералов и к накоплению легкоподвижных форм железа на определенных горизонтах донных отложений.

На контакте окисленной и восстановленной зон осадков происходит перераспределение железа (и марганца), приводящее к обогащению поверхностного окисленного слоя реакционноспособным железом в среднем в 3 раза по сравнению с подстилающими горизонтами отложений.

В результате другого процесса (протекающего также и в осадках сероводородной зоны моря) перераспределение реакционноспособного железа осуществляется в верхней части новоевксинских отложений кислородной зоны моря и происходит в виде коллоидных моносulfида железа и мельниковита. Результатом процесса совместной миграции свободного H_2S и коллоидных сульфидов является образование довольно четко локализованных прослоев, обогащенных реакционноспособным железом в 2—4 раза по сравнению с окружающими горизонтами осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. Геохимия, № 10, 1962.
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 50, 1961.
- Волков И. И. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 67, 1964.
- Волков У. И., Пилипчук М. Ф. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1966.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 7, 1953.
- Самойлов Я. В. и Титов А. Г. Железо-марганцевые конкреции со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей. Тр. геол. и минералог. музея Росс. Акад. наук, 3, 1917—1918; вып. 2, 1922.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Перераспределение железа и марганца при окислительно-восстановительных процессах в донных отложениях кислородной зоны Черного моря. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1965.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря. Докл. АН СССР, 166, № 3, 1966.
- Страхов Н. М. О формах железа в осадках Черного моря. Докл. АН СССР, 118, № 4, 1958.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. Сб.: «К познанию диагенеза осадков». АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Формы железа в осадочных породах и их значение для литологии. Изв. АН СССР. Серия геол., № 1, 1955.
- Шिशкина О. В. Окислительно-восстановительный потенциал верхней десятиметровой толщи четвертичных отложений Черного моря. Докл. АН СССР, 139, № 5, 1961.
- Latimer W. M. The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solution. New York, Prentice-Hall, 1952.

УДК 551.781.5(574.12)

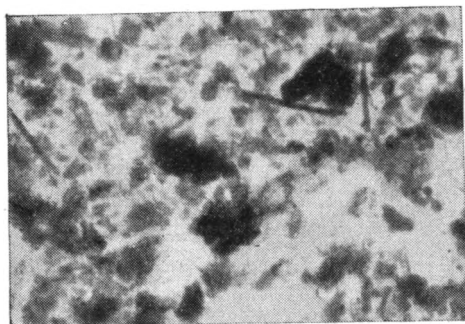
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ, А. С. СТОЛЯРОВ, Е. С. ТИХОМИРОВА

Толща майкопских отложений Южного Мангышлака — достаточно сложный объект для исследования. Расшифровка многих деталей ее строения и состава связана с трудностями, вызванными сравнительно однообразным характером отложений, большими мощностями, бедностью фаунистическими остатками и т. д. В течение ряда лет, начиная с 1955 г., авторы в разное время изучали майкопскую толщу Южного Мангышлака. Были выяснены многие литологические особенности толщи, суммированные в настоящей статье и отражающие тот методический подход, который выработался у авторов в процессе работы с майкопскими отложениями.

1. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Майкопские отложения Южного Мангышлака представлены мощной толщей глин довольно однообразного литологического состава. Песчано-алевритовые породы распространены узко локально. Глины имеют терригенную природу. Они сложены глинистыми чешуйками и их агрегатами размером преимущественно 0,001—0,01 мм. Структура глин мегапелитовая.



Фиг. 1. Строение глины под электронным микроскопом

Глинистая фракция ($<0,001$ мм) содержится в подчиненном количестве.

Изучение глинистого вещества производилось комплексно, с применением рентгенометрического, химического, электронномикроскопического и оптического методов исследований, а также окрашивания органическими красителями. Результаты рентгеноструктурного анализа (табл. 1) показывают, что основным компонентом среди глинистых минералов является диоктаэдрическая гидрослюда; кроме того, содержится диоктаэдрический хлорит либо монтмориллонит.

Изучение под электронным микроскопом (фиг. 1) свидетельствует о том, что глинистые минералы представлены в основном полупрозрачными мелкообломочными чешуйками гидрослюда, среди которых отмечаются более крупные непрозрачные пластинки. В подчиненном количестве наблюдается монтмориллонит и единичные иголки магнезиального силиката.

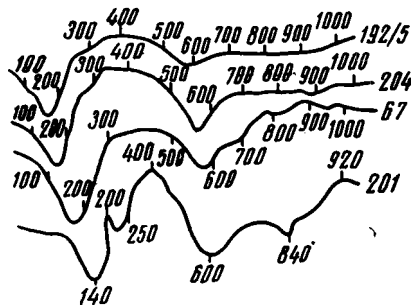
Результаты рентгенометрического изучения фракции $<0,001$ мм,
выделенной из глин нижней части майкопской толщи (обр. 201)

I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
Природный столбик				Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прогретый	
5	14,6	2	1,44	5	17,3	5	13,5
7	10,3	4	1,372	4	14,0	9	10,0
5	7,3	5	1,287	6	10,0	4—3	7,2
		4	1,253	5	7,1	2	5,5
5	4,99			4	4,94	6	4,99
				3	4,70		
10	4,50			5	4,44	7	4,48
2	4,26			5	4,22	5	4,26
1	3,92						
1	3,68					6	3,66
4—3	3,51			5	3,53	5	3,51
10	3,35			10	3,31	10	3,30
4	3,18			4	3,16	5	3,18
2	2,98			4	2,97	4	2,98
2	2,78			3	2,81	5—4	2,82
9	2,58			6	2,56	7	2,56
6	2,46			5	2,44	5	2,45
	2,37			5	2,37	5	2,36
5	2,25			2	2,25	5	2,24
5	2,17			4	2,12	5	2,12
5	1,98			5	1,99	6	1,99
				2	1,88	2	1,89
4	1,82			4	1,81	5	1,80
	1,704			2	1,704	2	1,692
5	1,635			5	1,648	6	1,646
2	1,537			2	1,535	2	1,532
6—5	1,492			5	1,497	6	1,492

Кривые нагревания (фиг. 2) фракций $<0,001$ мм не противоречат данным рентгеноструктурного и других анализов о гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовом составе глинистого вещества. На это же указывают и результаты химического анализа (табл. 2), согласно которым молекулярное отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ изменяется от 3,4 : 1 до 4,2 : 1.

Майкопские отложения сложены преимущественно известковыми глинами. Известковый материал локализуется в определенных частях разреза, являясь одним из ведущих литологических признаков, позволяющих расчленять толщу. Известковый материал пелитоморфный. Он образует в глинах рассеянную примесь в виде зерен размером 0,001—0,005 мм. Его количество, определенное по методу солянокислой вытяжки, обычно составляет 10—30%, местами достигая 50—70% (прослойки мергелей). В разрезе слои известковых глин обычно выделяются несколько более светлой окраской, особенно отчетливой у прослоек мергелей.

Облик глин изменяется от характера сульфидной минерализации, которая имеет две основных формы проявления: а) дисперсную и



Фиг. 2. Кривые нагревания фракции $<0,001$ мм майкопских глин

Химический состав фракции <0,001 мм, выделенной из глин майкопских отложений Южного Мангышлака

№ об- разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Вода гир.	П. п. л.	S	CO ₂	C _{орг}	Сумма
147	48,22	0,58	24,01	5,37	1,01	0,11	3,18	0,70	1,74	0,43	0,14	4,61	9,42	0,11	—	—	99,63
165	46,22	0,64	19,70	6,62	0,82	0,08	4,63	0,74	3,92	0,15	0,14	8,61	7,85	Следы	—	—	100,12
184	45,64	0,53	18,83	6,15	1,61	0,06	4,58	0,5	3,97	0,62	0,15	9,32	8,12	0,16	—	—	100,24
201	46,58	0,61	19,63	7,60	0,9	0,10	4,14	1,38	3,54	0,44	0,45	6,64	7,50	Следы	—	—	99,51
229	47,20	0,61	21,93	6,87	Не опр.	0,03	4,30	0,38	3,59	0,53	0,20	5,06	7,00	0,84	0,07	0,94	99,55
376	48,02	0,56	20,82	8,05	»	0,02	3,82	0,46	2,78	0,51	0,13	5,00	8,80	0,46	нет	0,4	99,83
425	45,22	0,53	20,78	6,74	»	0,02	3,71	0,34	3,12	1,73	0,09	5,74	11,27	0,21	0,11	0,45	100,06

б) локальную. Дисперсные сульфиды железа представлены мельчайшими (0,01—0,05 мм) шариками, распыленными в глинистой массе (фиг. 3). Они придают глинам темную окраску. В обнажениях сульфиды окислены и глины приобретают шоколадный оттенок. Количество сульфидов железа в глинах колеблется от 2,5 до 6,3%. Во второй форме проявления сульфиды железа встречаются в виде конкреций пирита, желваков неправильной формы, хорошо образованных кристаллов, часто в виде выполнений ходов червей-иллоедов (фиг. 4). Закрывающие их глины имеют более светлую зеленовато-серую окраску, что особенно контрастно выступает в переслаивающихся пачках (слои с различной сульфидной минерализацией). Количество сульфидов железа в светлых глинах значительно меньше и обычно составляет 0,3—0,7%, в редких случаях достигая 1,5—2%.

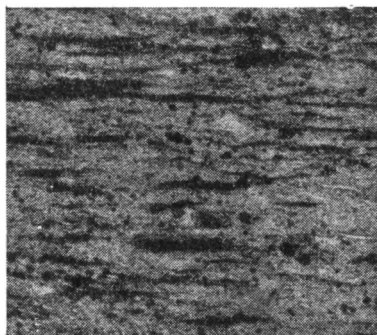
Уменьшение содержания сульфидов железа сопровождается увеличением содержания карбонатного железа, которое в ряде случаев даже преобладает (Мерклин и др., 1960). Каких-либо закономерных изменений по валовому содержанию железа в глинах с различными формами сульфидной минерализации установить не удается. Оно в майкопских глинах изменяется от 3,6 до 8,0%, в среднем составляя 4—5%. Самое высокое содержание валового железа (6—8%) отмечено в темных глинах, в основном за счет повышенного количества сульфидного железа.

С дисперсной сульфидной минерализацией майкопских глин закономерно связано содержание органического вещества. Оно представлено бурыми чешуйками животного происхождения и составляет около 3%. Органические чешуйки распределены в глинистом веществе более или менее равномерно, параллельно друг другу и глинистым агрегатам. Размер их в среднем 0,1 мм, иногда они сливаются в полоски длиной до 1 мм и более. На свежей поверхности скола органические чешуйки наблюдаются в виде микроштришков, которые создают характерную штриховатую (или микроштриховатую) текстуру глин (см. фиг. 3). При полойной концентрации органических чешуек образуется микрослоистая текстура глин, весьма характерная для некоторых частей разреза.

Растительное органическое вещество в майкопских отложениях имеет подчиненное значение. Оно представлено в глинах редкими небольшими (до 1 см) обломками

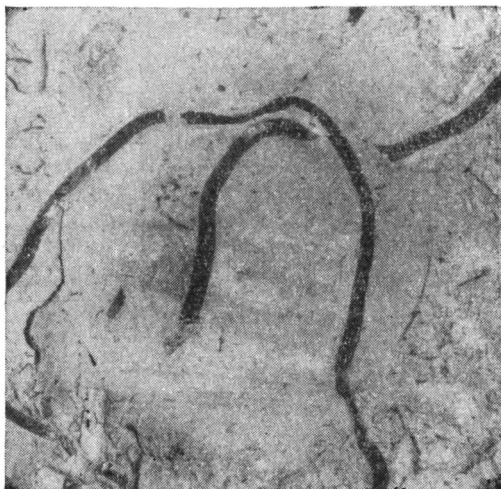
древесины. В некоторых прослоях встречаются более крупные (до 20—30 см) древесные обломки (а иногда и целые стволы деревьев), обычно превращенные в гагат.

В майкопской толще широко распространены тонкослоистые глины. Слоистость выражена в одних случаях частыми тонкими (доли миллиметра) прослойками алеврита, иногда линзовидного характера. К ним обычно приурочены выделения скрытокристаллического пирита, придающие им темный цвет. В других случаях



Фиг. 3. Глина темно-серая с тонкорассеянным пиритом и чешуйчатым органическим веществом (рыбная подсвита)

Увел. 90, без анализатора



Фиг. 4. Глина светло-серая с выделением пирита по ходам илоедов (узунбасская свита)

Натуральная величина

слоистость глин определяется тонкими (до 1—2 мм) прослойками, сложенными нитевидными спутанно-волокнистыми агрегатами бурого цвета. Они напоминают скопления на плоскостях наложения планктонных водорослей (фитопланктон) и поэтому условно названы «водорослевидными». Под микроскопом «водорослевидные» остатки представляют собой изогнутые трубочки, похожие на ходы мельчайших червей (фиг. 5). Внутренняя органогенная структура в них отсутствует. Сложены они пелитоморфным карбонатом кальция и магния и бурым веществом. Выделенные путем отмучивания в воде трубочки частично растворяются в соляной кислоте с шипением. В растворе А. В. Коченовым качественно обнаружены фосфор и небольшое количество железа. Нерастворимый остаток представлен буроватыми хлопьями органического вещества.

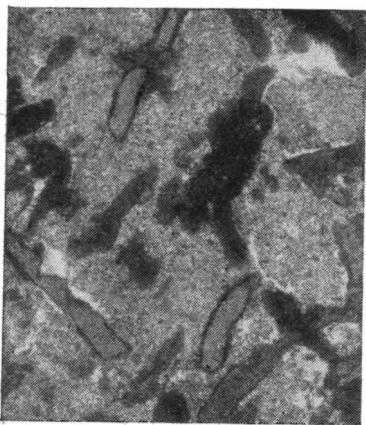
Майкопские глины местами содержат примесь алевритового материала. При послойном его распределении, как уже указывалось, глины характеризуются тонкой слоистостью. В неслоистых разностях глин алевритовый материал локализуется в виде линзочек, гнезд и неправильных скоплений.

Примесь алевритового материала в глинах обычно измеряется долями процента и первыми процентами (до 5%), т. е. содержится в таком количестве, которое не влияет на название породы. Следовательно, согласно существующим классификациям, выделение в разрезе глин с примесью алевритового материала до 5% могло бы и не производиться. Однако для расчленения монотонной глинистой толщи, как показывает опыт работы, выделение глин даже с таким незначительным содержанием алевритового материала необходимо и возможно при визуальном наблюдении, так как нитевидные слойки и скопления алеврита отчетливо видны на более темном фоне самих глин. Пачки глин со слабой примесью

алевритового материала, как правило, весьма выдержанны и помогают расшифровке строения толщи.

На ограниченных участках содержание алевритового материала возрастает до 10—15%. Местами отмечаются пачки и прослои глинистой песчано-алевритовой породы.

Глины с алевритовым материалом, а также песчано-алевритовые прослои из всех частей майкопской толщи подверглись терригенно-минералогическому анализу, который не выявил каких-либо существенных изменений по разрезу не только состава, но



Фиг. 5. Водорослевидные остатки (карагинская свита)

Увел. 37, без анализатора

даже количественного соотношения основных терригенных минералов. Среди минералов легкой фракции преобладающим всегда является кварц, составляющий обычно 50—70% фракции. Остальная ее часть сложена альбитом (20—30%) и калиевыми полевыми шпатами (5—15%); местами отмечается заметное количество зерен глауконита (до 6%).

В тяжелой фракции, составляющей 1—2% от алевритового материала, ведущая роль принадлежит минералам группы этидота — цоизита, которые по показателю преломления (1,720) приближаются к клиноцоизиту. Они составляют 40—50% минералов тяжелой фракции, часто увеличиваясь до 70—80%. Характерны магнитные минералы, объединенные в группу магнетит + титаномagnetит (10—20% тяжелой фракции); в редких

случаях являются преобладающими (до 80%). Из других минералов обычны турмалин, анатаз, лейкоксен, рутил, гранат, ильменит, апатит, сфен. В единичных зернах встречаются ставролит, дистен, андалузит, корунд, иногда монацит.

Таким образом, терригенно-минералогический комплекс майкопских глин Южного Мангышлака достаточно постоянен во всех частях разреза и не позволяет использовать его при стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов.

Изредка в майкопской толще встречаются песчано-алевритовые породы. Они приурочены к нижней части толщи (узунбасская и куюлусская свиты) и развиты на сравнительно небольшой площади в предгорном районе (Чакрыганская долина). Преобладающими среди них являются алевриты, пески встречаются спорадически. Средний диаметр частиц (0,18—0,04 мм) уменьшается с удалением от области сноса. Коэффициент сортировки изменяется от 1,2 до 3,3, иногда 4,0, в среднем составляя 1,3—1,4. Породы неравномерно известковистые (CaCO_3 0—20%), массивные или волнистослоистые, местами с поверхностями подводных размывов.

Песчано-алевритовые породы представлены в основном кварцем (до 50%) и полевыми шпатами, среди которых преобладают кислые плагиоклазы (до 30%); калиевые разновидности присутствуют в подчиненном количестве (до 15%). Местами отмечаются листочки мусковита и биотита, а также глауконит (3%). Акцессорные минералы состоят преимущественно минералами группы эпидота (до 30%): цирконом, апатитом, гранатом, турмалином, рутилом, анатазом и сфеном. В аутигенных образованиях характерно присутствие крупных (1—2 см) зерен концентрически зонального хлоритоподобного минерала фиштакково-зеленого цвета, не плекрохрирующего с желтовато-оранжевой интерференционной окраской первого порядка, $N_g = 1,576—1,583$. Данные рентгенометрического ана-

лиза свидетельствуют о том, что исследованный минерал имеет смешанно-слоистую структуру со сложным порядком чередования слоев. Химический анализ его следующий (%): SiO_2 57,97; Al_2O_3 6,93; TiO_2 0,4; Fe_2O_3 12,58; FeO 0,27; CaO 1,08; MgO 2,34; MnO 0,5; P_2O_5 0,08; Na_2O 4,36; K_2O 3,40; H_2O 6,15; $\text{H}_2\text{O}-$ 3,93; CO_2 нет; С 0,1. Обращает на себя внимание повышенное содержание окисного железа.

Песчано-алевритовые породы местами слабо сцементированы. Цемент смешанный глинистый с примесью кремнезема (опала и халцедона), а также карбонатный. Глинистое вещество имеет гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав с примесью хлорита и палыгорскита (Тихомирова, 1964). Карбонаты представлены микро- и тонкозернистым кальцитом.

К песчано-алевритовым отложениям приурочено марганцевое орудование.

В монотонной глинистой толще присутствуют маломощные, но характерные «аномальные» по составу прослойки. К ним в майкопской толще Южного Мангышлака относятся отчетливо выделяющиеся в разрезе прослойки глинистых туффитов и туффитовых глин фиолетово-серого цвета и черные сульфидные прослойки¹. И те, и другие характеризуются незначительными мощностями (5—10 см) и выдержанностью в пространстве на многие десятки километров.

Особенностью сульфидных прослоев является резко повышенное содержание валового железа, достигающее рудных концентраций (24,5%), сажистый характер сульфидов, представленных скрытокристаллическими или слабораскристаллизованными пиритом и марказитом, оолитовое строение, наличие крупных костных и древесных обломков, а также неровная подошва прослоев, указывающая на размыв подстилающих глин. Туфогенные прослойки по внешнему облику сравнительно однородны, при выветривании приобретают характерный мелкораковистый излом. Микроскопически (согласно исследованиям Л. И. Чикиной) порода представлена преимущественно массой монтмориллонита, образованной за счет разложения вулканического стекла. Последнее в виде реликтов и сохранившихся мелких рогульчатых, дугообразных и игольчатых осколков, характерных для пепловых частиц, присутствует в глинистой массе. Масса монтмориллонита сравнительно равномерно пропитана дисперсными сульфидами в виде мелких (0,01 мм) округлых выделений. В единичных зернах в породе присутствуют кварц, полевошпат, циркон, биотит, обломки углефицированных растительных остатков. По данным химического анализа, состав породы следующий (%): SiO_2 47,75; Fe_2O_3 3,41; TiO_2 0,048; Al_2O_3 18,84; CaO 0,65; MgO 2,72. Отношение молекулярных количеств SiO_2 : Al_2O_3 составляет около 4,3 : 1, что (учитывая наличие в породе кварца) несколько ниже, чем у монтмориллонита и позволяет предполагать наличие примеси гидрослюды.

В майкопских глинах встречаются прослойки крепких мергелей, окремненные, омарганцованные, конкреционные прослойки и т. д. Устанавливается приуроченность конкреций определенного состава и строения к тем или иным частям разреза толщи, что может быть использовано при расчленении и корреляции разрезов.

Наиболее характерно для майкопской толщи послойное распределение конкреций. Конкреционные прослойки обычно выдержаны и могут служить в качестве маркирующих. Конкреции имеют, как правило, чечевицеобразную форму, достигают значительных (до 0,5 м в диаметре) размеров и часто являются септариевыми. Реже подобные конкреции

¹ Сульфидные прослойки иногда не совсем точно назывались пиритмельниковитовыми. В действительности мельниковит в них находится в незначительном количестве и приурочен к полостям в костных обломках. Эта и другие формы проявления мельниковита как минерального вида в майкопских глинах подробно описаны в статье А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко (1963).

встречаются в одиночку «вразброс». Состав их преимущественно кальцитовый или доломитовый, местами они сложены марганцевистым кальцитом с примесью манганокальцита.

Некоторые пачки содержат мелкие (5 см) бурые конкреции неправильной округло-угловатой формы, неравномерно разбросанные по породе; они обычно не распределяются послойно. Отмечается различная степень конкрециообразования — от зачаточной, образующей в породе бурые пятна, до законченной, когда конкреции легко отделяются от породы. Состав таких конкреций преимущественно сидеритовый. Иногда встречаются конкреции барита (Тихомирова, 1961). Майкопская толща сравнительно бедна фауной, однако некоторые группы организмов на отдельных стратиграфических интервалах имеют очень большое распространение и являются весьма важными как для стратиграфического расчленения толщи и корреляции разрезов, так и для выяснения условий образования заключающих ее отложений.

Наиболее характерны для майкопских отложений остатки рыб. Они обогащают некоторые слои и пачки глин, выделяющиеся определенными литологическими признаками, — темным цветом за счет дисперсной пиритизации и штриховатой (микроштриховатой) микрослоистой текстурой, обусловленной чешуйчатым органическим веществом. Остатки ихтиофауны представлены рассеянными в глине чешуйками и косточками рыб, а также зубами акул. Целые скелеты рыб встречаются редко. Иногда отмечаются скелеты очень крупных (до 2 м) хищных рыб (Мерклин и др., 1960; Столяров, 1958). Примечателен антагонизм в распределении по разрезу ихтиофауны и донной конхилиофауны; они, как правило, не встречаются вместе. Слои светлых глин с признаками донной жизни (ходы илоедов) лишены остатков рыб (за исключением редких зубов акул).

Чрезвычайно важной биозоной для майкопских отложений является горизонт известковых глин (соленовский горизонт) с остракодами (Мерклин и др., 1960; Столяров, 1961). Редкие экземпляры остракод встречаются и в других частях разреза толщи, но только в соленовском горизонте они находятся в массовом количестве, всегда позволяющем различать их макроскопически. Соленовский горизонт — главнейший маркирующий горизонт майкопских отложений юга СССР. Помимо остракод он содержит обедненный по видовому составу комплекс солоноватоводных моллюсков.

Некоторые горизонты разреза местами содержат большое количество раковин планктонных птеропод *Planorbella*. Они образуют значительные скопления на плоскостях наслоения и являются важным коррелирующим признаком при сопоставлении сравнительно близко (10 км и более) расположенных разрезов. Существенны особенности захоронения органических остатков. В глинах со значительным содержанием алевроитового материала и ходами илоедов раковины, как правило, сравнительно крупные, толстостенные, створки раковин обычно разомкнуты, часто разбросаны, что указывает на подвижность придонных вод. В тонкослоистых глинах раковины тонкостенные и захоронены с сомкнутыми створками, что возможно лишь при спокойных придонных водах. Раковины эти принадлежат сравнительно глубоководным видам (Мерклин и др., 1960).

Изучение описанных выше литологических и фаунистических особенностей майкопских отложений, последовательное прослеживание от разреза к разрезу (от скважины к скважине) региональных и локальных маркирующих горизонтов, слоев с характерными литологическими и фаунистическими особенностями и т. д., то есть детальное картирование отложений, позволили авторам впервые разработать детальную стратиграфию майкопской толщи Южного Мангышлака и на ее основе подойти к расшифровке литолого-фациальных, палеотектонических и палеогеографических условий осадконакопления.

2. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ФАЦИАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мощная толща майкопских отложений Южного Мангышлака подразделена А. С. Столяровым на 5 свит (снизу): узунбасскую и куюлусскую (нижний олигоцен), кенджалинскую (средний олигоцен), карагинскую (верхний олигоцен) и кашкаратинскую (нижний миоцен). В данной статье при сводной характеристике майкопских отложений, будут приведены более детальные сведения о верхней части толщи, наиболее сложно построенной (фиг. 6, 7). Она изучена на всей площади Южного Мангышлака от Каспийского моря до плато Устюрт и залива Кара-богаз-гол.

Маркирующим горизонтом известковых глин с остракодами (соленовский горизонт) майкопская толща как бы подразделяется на две части, примерно равные в наиболее мощных разрезах. Низы толщи слагаются узунбасской, куюлусской и кенджалинской свитами. Соленовский горизонт составляет верхнюю пачку последней из перечисленных свит (Столяров, 1958, 1961). Залегающая выше карагинская свита подразделена на три подсвиты: нижнюю, среднюю (рыбную) и верхнюю (Мстиславский и др., 1960). Нижняя подсвита сложена светлыми, зеленовато-серыми известковыми глинами с ходами илоедов, выполненными пиритом, мельниковитом (Полушкина и др., 1963) и гидроокислами железа; местами в глинах содержится алевритовый материал. Средняя подовита выделяется темным цветом, наличием рассеянных остатков рыб и штриховатой (микроштриховатой) текстурой глин. Верхняя часть карагинской свиты (верхняя подсвита) представлена зеленовато-серыми глинами с примесью алевритового материала, неслоистыми или тонкослонистыми.

Карагинская свита постепенно сменяется глинами кашкаратинской свиты, характеризующимися большей примесью алевритового материала и наличием песчано-алевритовых прослоек, для которых характерно значительное количество зерен глауконита.

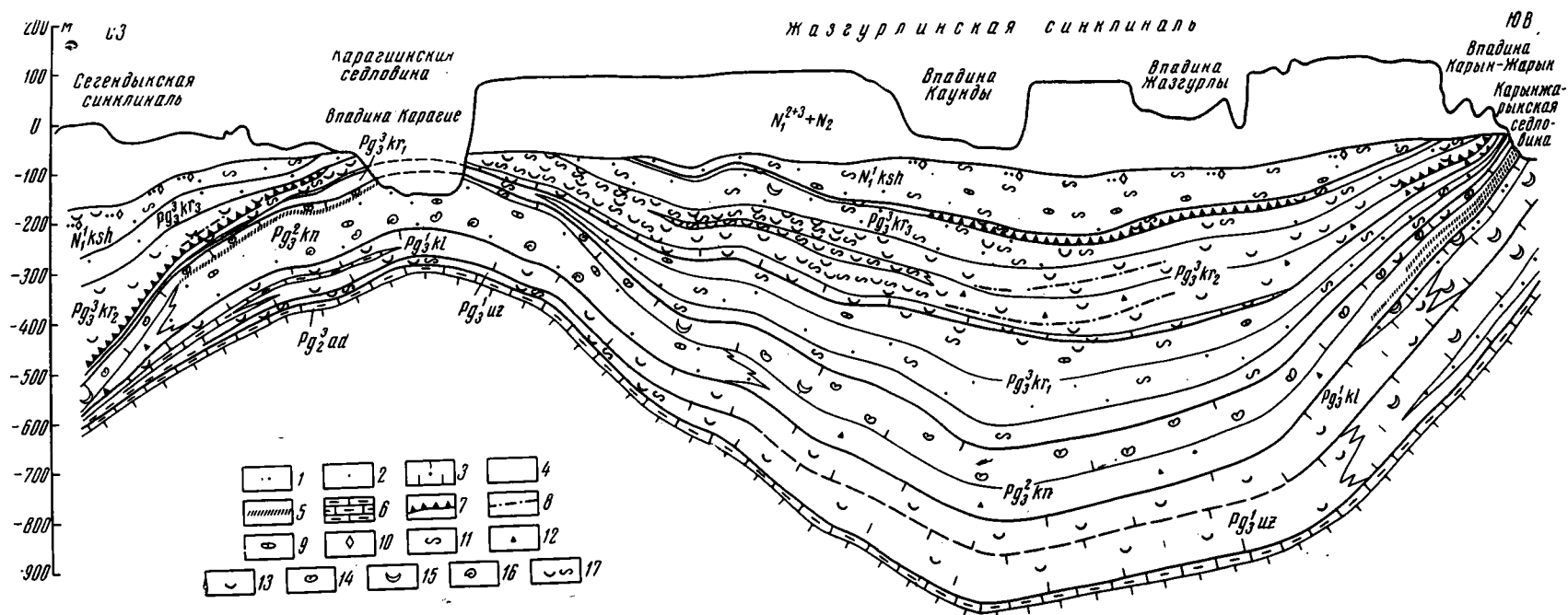
Внутри карагинской свиты авторами выделен и прослежен маркирующий горизонт известковых глин, составляющих подошву рыбной подсвиты (Мстиславский и др., 1960; Столяров, 1961; Столяров и др., 1965). Выше в разрезе выделяется ряд характерных пачек и прослоев, являющихся местными более дробными литолого-стратиграфическими подразделениями и промежуточными маркирующими прослойками².

В темных глинах рыбной подсвиты контрастно выделяются прослои светлых глин с ходами илоедов. Они обычно маломощны (0,1—0,5 м), но многократно повторяются в разрезе, образуя характерные пачки переслаивающихся темных и светлых глин. Они отчетливо выделяются в разрезе на фоне сравнительно более монотонных темно-серых глин, также местами менее четко переслаивающихся.

В районе впадины Карагие рыбную подсвиту можно подразделить следующим образом (снизу): 1) маркирующий горизонт известковых глин; 2) пачка сравнительно однородных глин; 3) пачка переслаивания; 4) пачка глин сложного строения, наиболее мощная и фациально изменчивая; она изменяется от компактной, сложенной наиболее темными глинами с обильными остатками рыб, до расслоенной с маломощными зонами переслаивания и тонкими прослойками водорослевидных остатков. Местами прослойки светлых глин представлены слабо или даже совсем отсутствуют и весь разрез подсвиты сложен сравнительно более однородными глинами.

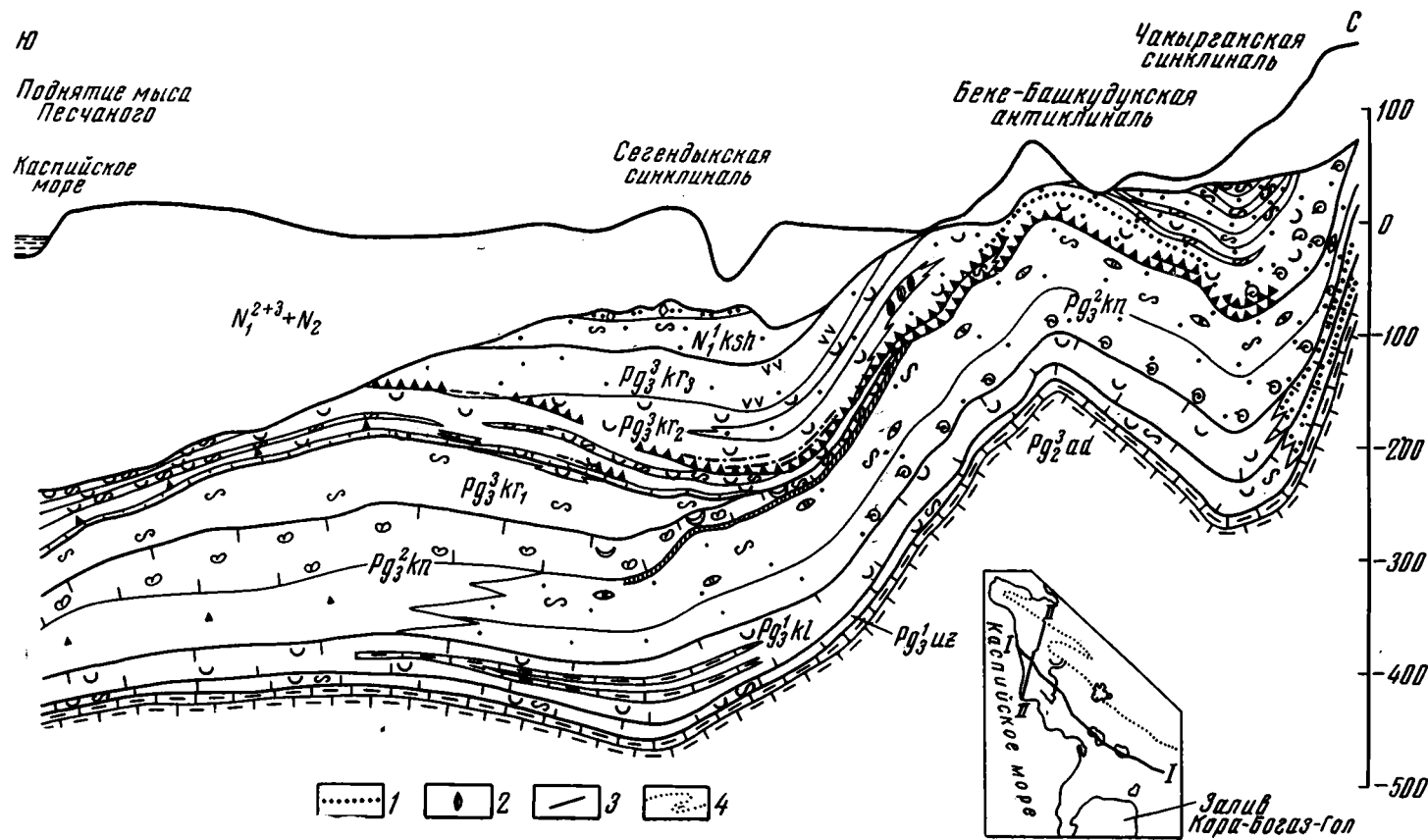
Большой интерес представляют сульфидные прослои. В разрезе рыбной подсвиты их несколько. Нижний залегает в подошве подсвиты и яв-

² Некоторые данные по литологии и стратиграфии рыбной подсвиты приведены в статье А. А. Шаркова (1963). В ней не отвечает действительности высказывание автора о том, что им разработана детальная стратиграфия рыбной подсвиты, подразделенной якобы на пять пачек.



Фиг. 6. Продольный разрез через Южно-Мангышлакский прогиб по линии 1—1 (положение разреза см. на Фиг. 7):

1—глина алевроитовая; 2—глина алевроитовая с примесью алевроита (до 5%); 3—глина известковая, алевроитовая, алевроитовая; 4—глина; 5—глина коричневая сидеритовая; 6—мергель; 7—сульфидные прослойки; 8—прослойки глинистых туффов и туффовых глин; 9—карбонатные конкреции; 10—глауконит; 11—ходы илоедов, выполненные пиритом; 12—пятнообразные выделения сульфидов; 13—остатки рыб—чешуя, кости; 14—остракоды; 15—раковины моллюсков; 16—раковины Planorbella; 17—чередование темных прослоек глин с остатками рыб и светлых прослоек с ходами илоедов. Pg_3^2 —адаевская свита; Pg_3^{uz} —узунбасская свита; Pg_3^{kl} —куюлусская свита; Pg_3^{kn} —кенджапинская свита; Pg_3^{kr} —карагинская свита; kr_1 —нижняя подсвита, kr_2 —средняя (рыбная) подсвита, kr_3 —верхняя подсвита; N_1^{ksh} —кашкартинская свита; $N_1^{2+3} + N_2$ —отложения среднего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена нерасчлененные, без литологической характеристики



Фиг. 7. Поперечный разрез через западную часть Южно-Мангышлакского прогиба по линии II—II:
 1 — песчаник мелкозернистый, алевролит глинистый; 2 — диатомовые водоросли; 3 — линии геологических разрезов; 4 — контур распространения майкопских отложений. Остальные знаки те же, что и на фиг. 6

ляется стратиграфическим аналогом горизонта известковых глин. Он развит за пределами контура распространения известкового горизонта, сменяя его по простиранию. Синхроничность известковых глин и нижнего сульфидного прослоя устанавливается не только их одинаковым положением в подошве рыбной подсвиты, но и заключенными в них фораминиферами, представленными, по определению Е. Д. Михайловой, комплексом с *Virgulinea*, очень узкого стратиграфического распространения, не встречающегося в подстилающих и покрывающих отложениях. Описываемый прослой распространен на широкой площади в северо-западной части района и прослежен от северного окончания впадины Карагие до района форта Шевченко, т. е. на протяжении более ста километров.

Выше по разрезу прослеживается второй сульфидный прослой. Ареал его распространения смещен к югу. При этом на значительном протяжении в разрезах представлены два прослоя, что однозначно решает вопрос о их разновозрастности³ (см. фиг. 7). В южном направлении второй прослой прослеживается на протяжении нескольких десятков километров в нижней части разреза рыбной подсвиты, имея незначительное несогласие с подстилающими отложениями. Далее он прерывается. Несколько южнее, выше по разрезу, появляется аналогичный сульфидный прослой. Соединяясь, эти прослои рассекают рыбную подсвиту на две разновозрастные пакки (Шарков, 1965). Однако для такого решения нет достаточных оснований. С точки зрения авторов правильнее считать их разновозрастными. Это отражено на прилагаемых профилях (составленных совместно с Г. И. Семеновым), показывающих основные черты строения майкопской толщи на территории Южного Мангышлака (см. фиг. 6, 7).

Характерной особенностью строения верхней части майкопской толщи является выклинивание ее некоторых горизонтов. Наибольший интерес в этом отношении представляет район к северо-западу от впадины Карагие. Здесь в северном направлении происходит выклинивание известковых глин с остракодами (соленовский горизонт) нижней подсвиты карагинской свиты и известкового горизонта рыбной подсвиты (см. фиг. 7).

Как уже указывалось, стратиграфическим аналогом горизонта известковых глин рыбной подсвиты является нижний сульфидный прослой, который в северо-западной части района залегает на неизвестковых глинах кенджалинской свиты, содержащих характерный комплекс фораминифер зоны *Spiroplectammina carinata* — *Cuclammina constrictimargo* (Мерклин и др., 1960). В других районах Южного Мангышлака фораминиферы этой зоны приурочены к глинам кенджалинской свиты, расположенным ниже остракодового горизонта. Следовательно, стратиграфические аналоги остракодового горизонта, а тем более нижней подсвиты карагинской свиты в северо-западной части района отсутствуют. Отметим, что в наиболее полных разрезах восточных районов суммарная мощность указанных подразделений достигает 350 м. Таким образом устанавливается выпадение из разреза значительных по объему литолого-стратиграфических подразделений. При этом важно подчеркнуть, что постепенное уменьшение в мощности до полного выклинивания известковых горизонтов и заключенной в них нижней подсвиты карагинской свиты, не сопровождается существенными литологическими изменениями отложений. Это обстоятельство затрудняет палеотектоническую и палеогеографическую реконструкцию области, где отсутствуют отложения данных стратиграфических подразделений.

В толще майкопских глин литолого-фациальные изменения отложений проявлены довольно слабо. Особенно следует подчеркнуть отсутствие

³ А. А. Шарковым (1963) эти прослои неправильно объединены в единый слой

явно выраженных фациальных изменений прибрежного характера, что затрудняет палеогеографическую реконструкцию береговой линии бассейна. Исключения составляют прибрежные марганцеворудные отложения узунбасской и куюлусской свит, прослеживающиеся узкой полосой в предгорном районе Южного Мангышлака (Столяров, 1961; Тихомирова, 1963, 1964). Большая часть отложений характеризуется признаками открытого, сравнительно глубоководного, в основном нормального морского бассейна с удаленным от Мангышлака источником приноса терригенного материала, усредненного в процессе длительного переноса и перетотложения. Таким образом, сглаженные фациальные изменения носят внутриводный характер, определяясь постепенными изменениями гидродинамических и гидрохимических условий в различных частях бассейна, а также во времени.

Майкопские отложения Южного Мангышлака в основном сравнительно глубоководные и отлагались в условиях спокойных придонных вод. На это указывает тонкий, глинистый состав отложений, горизонтально ориентированные (штриховатые, микро- и тонкослоистые) текстуры глин, а также встречающиеся в них сравнительно глубоководные и пелагические комплексы органических остатков (Мерклин и др., 1960). Уменьшение глубинности бассейна (на площади и во времени) обычно отмечается появлением в глинах примеси песчано-алевритового материала, изменением текстур глин, наличием сравнительно более мелководных фаунистических комплексов, крупных ходов илоедов, и т. д. Детальное изучение литологического состава и строения отложений вместе с анализом изменения их мощностей позволяют выделить различные обстановки по глубинности и подвижности морских вод майкопского бассейна (Столяров, 1961; Столяров и др., 1962).

По солености майкопский бассейн на протяжении большей части его истории был нормальным, морским. Однако отмечается очень четкий этап в его развитии, связанный с опреснением вод в период образования известковых глин с остракодами (соленовский горизонт). Они содержат эндемичный комплекс солоноватоводных моллюсков, в то время как подстилающие и покрывающие отложения характеризуются нормально-морской фауной (Мерклин и др., 1960; Столяров, 1961).

Важное значение в истории развития майкопского бассейна Южного Мангышлака имела эволюция и пространственное изменение газового режима наддонных вод. Газовый режим во многом определяет характер литофаций (геохимических фаций) майкопских отложений и условия захоронения в них органических остатков. С другой стороны, биологические факторы, и в частности быстрая массовая гибель ихтиофауны и планктона, приводили к поступлению в илы большого количества органического вещества, также сильно влиявшего на условия формирования геохимических фаций, резко усиливая, а местами, возможно, определяя, сероводородную обстановку в осадках и наддонных водах (Мстиславский и др., 1960, 1961). Для отложений зоны сероводородного заражения типичны темный цвет глин за счет дисперсной пиритизации (до 5—6%), чешуйчатое органическое вещество животного происхождения (до 3%), рассеянные остатки рыб, отсутствие донных организмов и признаков донной жизнедеятельности. В областях с кислородными наддонными водами отложения не содержат животного чешуйчатого органического вещества и остатков рыб; окраска глин светлее, зеленовато-серая, аутигенная минерализация проявлена собирательно, локально, часто по ходам червей-илоедов и выражена не только пиритом, но и мельниковитом, сидеритом, а местами даже и гидроокислом железа, выполняющими ходы илоедов. В таких глинах встречается донная фауна.

Охарактеризованные основные литогенетические типы глинистых отложений определяют особенности фациальных изменений майкопского бассейна Южного Мангышлака (см. фиг. 6, 7).

Изложенный материал показывает, что при детальном литологическом изучении может быть произведено достаточное дробное литолого-стратиграфическое и литолого-фациальное расчленение майкопской толщи, при первом знакомстве кажущейся однообразной, монотонной. Основой такого расчленения являются тщательные наблюдения над литогенетическими признаками пород: составом, цветом, структурой, текстурой, характером аутигенной минерализации, распределением органических остатков и т. д. Перечисленные признаки позволяют выделить в толще глини свиты, пачки, слои, прослойки определенного состава и строения, проследить литологически отличающиеся слои от разреза к разрезу и выяснить строение толщи.

Детальное расчленение майкопской глинистой толщи может быть произведено путем литолого-стратиграфического картирования в процессе которого необходимо учитывать специфические литологические особенности толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Козяр Л. А. и Столяров А. С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 144, № 4, 1962.
- Коченов А. В., Зиновьев В. В. и Мстиславский М. М. О диатомовых глинах в верхнеолигоценовых отложениях Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.
- Мерклин Р. Л., Морозова В. Г. и Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Мстиславский М. М. и Коченов А. В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в «красных водах». Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960.
- Мстиславский М. М., Коченов А. В. Об условиях образования скоплений, остатков рыб в майкопских отложениях. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1961.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры Южного Мангышлака. Сов. геология, № 12, 1960.
- Полушкина А. П. и Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид. Зал. Всес. минерал. о-ва, ч. ХСII, вып. 5, 1963.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Южного Мангышлака. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН, № 3, 1958.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVI (5), 1961.
- Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлякского плато. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVII (3), 1962.
- Столяров А. С., Семенов Г. И. К тектонике Южного Мангышлака. Новости нефт. и газовой техники. Геология, № 6, 1965.
- Тихомирова Е. С. О барите из нижнеолигоценовых отложений Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 140, № 2, 1961.
- Тихомирова Е. С. О палыгорските из нижнеолигоценовых отложений Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 149, № 3, 1963.
- Тихомирова Е. С. Прибрежно-морские отложения Чакырганской синклинали (п-ов Мангышлак). Дельтовые и морские отложения. Комис. по осадочн. породам. Изд. АН СССР, 1963.
- Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганцевосных отложений Мангышлака. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.
- Шарков А. А. Литология рыбной подсвиты верхнего олигоцена Южного Мангышлака. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
31.V.1965

УДК 553.534

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОДУШЕЧНЫХ БРЕКЧИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ТУФОВ

И. В. ХВОРОВА

Среди обломочных пород вулканического происхождения особое место занимают подушечные брекчии и ассоциирующие с ними своеобразные гиалокластические накопления. Они похожи на пирокластические породы — агломераты и туфы, но сходство это лишь внешнее; слагающий их материал не является продуктом вулканических взрывов, а возник в результате фрагментации основного расплава при очень быстром охлаждении.

На специфические черты этих пород обращали мало внимания, и способ их возникновения долго оставался непонятым. Объясняется это, по-видимому, главным образом невозможностью непосредственно наблюдать формирование таких отложений при современных извержениях.

Породы рассматриваемого типа встречаются в двух резко различных комплексах отложений: в наземном ледниковом (Исландия) и в морском (Британская Колумбия, Ямайка, Южный Урал). В первом случае их образование связано с подледниковыми излияниями, во втором — с подводными. Появление близких по структуре и составу отложений в столь различной физико-географической обстановке обусловлено сходным состоянием расплава и типом извержения, а также, по-видимому, некоторыми особенностями среды — обилием воды и повышенным внешним давлением, существующим как в относительно глубоком море, так и в наземной обстановке, в том случае, когда лавы изливаются под мощный ледяной покров.

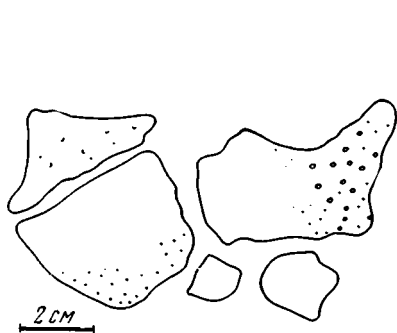
В данной статье рассматриваются главным образом морские отложения, но коротко необходимо остановиться и на наземных, так как некоторые характерные черты пород хорошо изучены на их примере.

Надо сказать, что в морских формациях с большим количеством основных эффузивов подушечные брекчии и ассоциирующие с ними туфы, несомненно, встречаются нередко, но специфическая природа их обычно не распознается, и они определяются то как агломераты и туфы, то как лавобрекчии. Вместе с тем правильная диагностика таких отложений важна для палеовулканологических и палеогеографических исследований. Поэтому представляется интересным дать характеристику пород этого типа и рассмотреть вопрос о их происхождении.

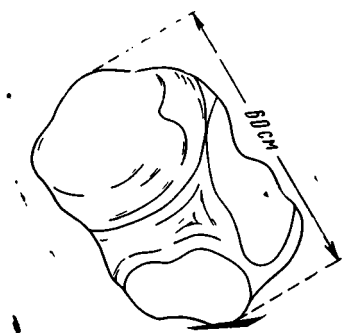
1. СПИЛИТОВЫЕ ПОДУШЕЧНЫЕ БРЕКЧИИ В СИЛУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Спилитовые брекчии были встречены в силурийской вулканогенно-кремнистой формации, развитой в Сакмарской структурно-фациальной зоне Южного Урала. Вулканические породы формации представлены преимущественно диабазами и спилитами, среди которых в некоторых

местах много миндалекаменных подушечных и шаровых разностей. Именно к таким местам и приурочены отложения, о которых пойдет речь. Следует подчеркнуть, что несмотря на обилие в формации эффузивов, обычные пирокластические породы для нее не характерны; они развиты лишь местами и в относительно небольшом количестве. Осадочные породы формации однообразны; это главным образом фтаниты, глинистые фтаниты и темные кремнистые аргиллиты с многочисленными остатками радиолярий и хистрихосферид, указывающими на морские условия седиментации.



Фиг. 1. Форма обломков в спилитовой подушечной брекчии района ст. Блява
Рис. с обнажения



Фиг. 2. Отторженец подушечного спилита в брекчии района ст. Блява
Рис. с обнажения

Спилитовые брекчии были встречены в нескольких пунктах. Особенно много их в районе месторождения Блява, где вмещающая вулканическая толща вскрыта несколькими железнодорожными выемками.

Здесь выделяются два типа брекчий, различающихся главным образом тем, что в одних почти отсутствует связующая масса, а в других — она обильная.

Брекчия первого типа состоит из фрагментов размером от 2 до 10, реже до 30 см и больше. Преобладают угловатые, но не остроугольные обломки (фиг. 1); форма некоторых из них ясно указывает на то, что они являются кусками спилитовых подушек. В том или ином количестве здесь же присутствуют небольшие, почти не поврежденные спилитовые шары. Состав пород однообразный; все это зеленокаменно измененные спилиты с миндалекаменной, пузыристой или плотной текстурой. В спилитовых шарах миндалины сосредоточены в периферической части, а крупные обломки обычно образованы частично миндалекаменной, частично плотной породой, что обусловлено их образованием от раскола спилитовых подушек и шаров.

Связующая масса либо отсутствует, и фрагменты прилегают один к другому, либо ее немного. Она представляет собой буроватую рыхлую сильно измененную породу, о составе которой будет сказано при характеристике следующего типа отложений.

В целом спилитовая брекчия имеет вид беспорядочного нагромождения фрагментов, без всяких признаков слоистости и сортировки материала.

Местами в брекчии наблюдаются линзы плотного массивного спилита, толщиной 0,5—1 м и длиной несколько метров, а также обломки и отторженцы (0,5—1 м) с подушечной отдельностью (фиг. 2).

О характере залегания брекчий дает представление небольшой разрез, который можно наблюдать в железнодорожной выемке в 1—1,5 км

западнее ст. Блява. С востока на запад здесь обнаружены следующие породы (снизу):

1. Спилит сильно хлоритизированный с типичной спилитовой структурой; местами порода такситовая благодаря появлению мелких участков варнолитового строения. Очень отчетливо выражена подушечная отдельность; величина подушек в нижней и средней частях слоя 30—40, редко 60 см, а в верхней 10—15 см. Периферические части подушек имеют миндалекаменную текстуру 7,5 м

2. Спилитовая брекчия с незначительным количеством связующей массы. В брекчии присутствует несколько линз или плоских отторженцев (толщина 0,4 м) массивного спилита 15,0 »

3. Спилит как в слое 1. Подушки плоские, расположенные горизонтально или полого наклоненные на запад в соответствии с наклоном слоев. Вверху пачки подушечное строение исчезает 30,0 »

4. Спилитовые брекчии местами почти без связующей массы, а местами с небольшим количеством ее. В брекчии наблюдается несколько пластов и линз массивного и подушечного спилита 120,0 »

Мы видим, что брекчии чередуются с плотными и подушечными спилитами. Нижний контакт брекчий в одних случаях резкий и неровный, а в других — наблюдается постепенный переход от спилита к брекчии. Это выражается в том, что крупноподушечный спилит кверху сменяется мелкошаровым, выше которого лежит брекчия с рассеянными спилитовыми шарами.

Брекчия второго типа, внешне похожая на агломерат (фиг. 3), состоит из обломков величиной от долей сантиметра до 15 см, редко больше. В одних обнажениях порода более грубая, в других менее грубая, всегда несортированная. Состав и форма обломков те же, что в брекчии первого типа, но неповрежденные спилитовые шары здесь не наблюдались. Обычно обломки в периферической части имеют розовый оттенок, что резко выделяет их на темно-зеленом фоне породы. Розовая кайма обломков обусловлена скоплением окислов железа.



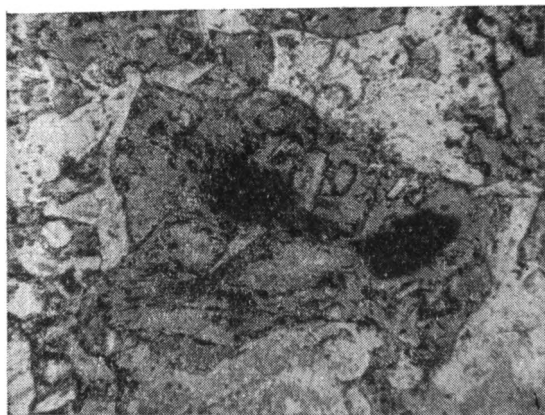
Фиг. 3. Общий вид брекчии второго типа (спилитовая подушечная туфо-брекчия), прорванной дайкой кератофира (мощность дайки 1,5 м)

Связующая масса состоит в основном из апогиалокластических фрагментов. В одних слоях они образованы чистым зеленым пеннином, в котором лишь изредка наблюдаются темно-коричневые непрозрачные участки — остатки слаборазложившегося базальтового стекла (фиг. 4). Почти во всех фрагментах присутствуют редко рассеянные микролиты, лейсты, а иногда и крупные вкрапленники, даже гломеропорфировые сростки сильно измененного плагиоклаза, а также мелкие зерна и стяжения железистых и титанистых минералов. Характерной особенностью фрагментов является обилие мелких округлых и овальных миндалинов (фиг. 5), заполненных кварцем, кальцитом, цеолитом, реже эпидотом. В других слоях большая часть фрагментов состоит не из чистого зеленого пеннина, а из почти непрозрачного темно-коричневого или бутылочно-зеленого слаборазложившегося стекла; показатель преломления его 1,580—1,586, что указывает на базальтовый состав. Иногда в таких гиалокластах наблюдаются просвечивающие неясно очерченные «пятна» зеленого хлорита. Встречаются также фрагменты частично образованные пеннином, а частично стеклом.

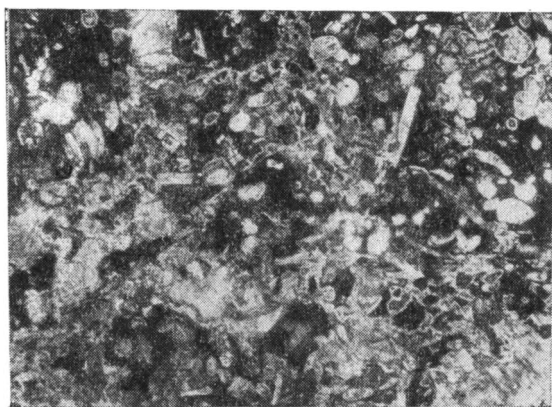
Форма рассматриваемых образований неправильная, причудливая, часто с ровными вогнутыми и выпуклыми гранями. На некоторых участ-

ках можно видеть несколько мелких черепков, каждый из которых может быть соединен с соседним. Иначе говоря, многие кусочки являются продуктом дробления более крупных, причем иногда они не сильно смещены один относительно другого. Размеры обломков от 0,1—0,2 мм до 1—1,5 см.

Пространство между обломками (в плоскости имеющее форму ветвящихся прожилок) заполнено сложным и разнозернистым агрегатом



Фиг. 4. Гиалокластический фрагмент из связующей массы спилитовой подушечной туфо-брекчии. Большая часть фрагмента замещена пеннином; в центре сохранилось вулканическое стекло (темное). Шлиф, николь один, увел. 33



Фиг. 5. Связующая масса в спилитовой подушечной брекчии. Видны многочисленные пристые гнаукласты

Шлиф, николь один, увел. 15

дезит-базальты. В нижней части разреза потоки обычно лежат непосредственно один на другом, часто их разделяет лишь тонкая пленка кремнистого или карбонатного материала. Вверху серия состоит из известняков, переслоенных небольшими потоками лав. Состав и структура осадочных пород позволяют говорить о пелагической, преимущественно химико-биогенной седиментации и о малом поступлении терригенного материала.

Среди эффузивов много подушечных разностей, к местам развития которых и приурочены брекчии. Последние представлены двумя разно-

вторичных минералов, сходных с теми, которые выполняют миндалины. Это цеолит, кварц, титанистые минералы и эпидот. Часто по ним развивается крупнокристаллический кальцит — образование наиболее поздней генерации.

Брекчии второго типа вскрыты железнодорожными выемками у ст. Алчимбаево. Они, по-видимому, принадлежат той же толще, что и брекчии первого типа, но расположены на другом крыле синклинальной структуры. Породы здесь прорваны многочисленными субвулканическими телами кератофиров, и нормальные их контакты наблюдать не удалось. Неясным вследствие этого осталось и соотношение в разрезе обоих типов брекчий.

2. ПОДУШЕЧНЫЕ БРЕКЧИИ И АКВАГЕННЫЕ ТУФЫ В ТРИАСЕ БРИТАНСКОЙ КОЛУМБИИ

В триасовой карбонатно-вулканической серии Британской Колумбии присутствуют породы, весьма сходные с описанными выше. На их примере был установлен рассматриваемый генетический тип отложений. Здесь широко развиты эффузивные породы: базальты и ан-

видностями, названными изолированно-подушечной и обломочно-подушечной брекчиями. Здесь же встречаются небольшие слои витрического туфа. Ниже приводится краткая характеристика упомянутых пород по Карлислу (Carlisle, 1963).

Подушечные андезитово-базальты и базальты бывают как плотными порфировыми, так и амигдалоидными. Состоят они из стекловатого и мелкокристаллического мезостазиса с вкрапленниками плагиоклаза (An 30—80) и авгита. Подушки обычно правильные, сфероидальные или эллипсоидальные; размеры их в каждом обнажении



Фиг. 6. Обломочно-подушечная брекчия из триаса Британской Колумбии (Carlisle, 1963)

примерно одинаковы, причем очень мелкие формы редки. Подушки имеют стекловатую корку закала (1—2 см), ниже которой наблюдается один или несколько концентрических слоев амигдалоидного строения.

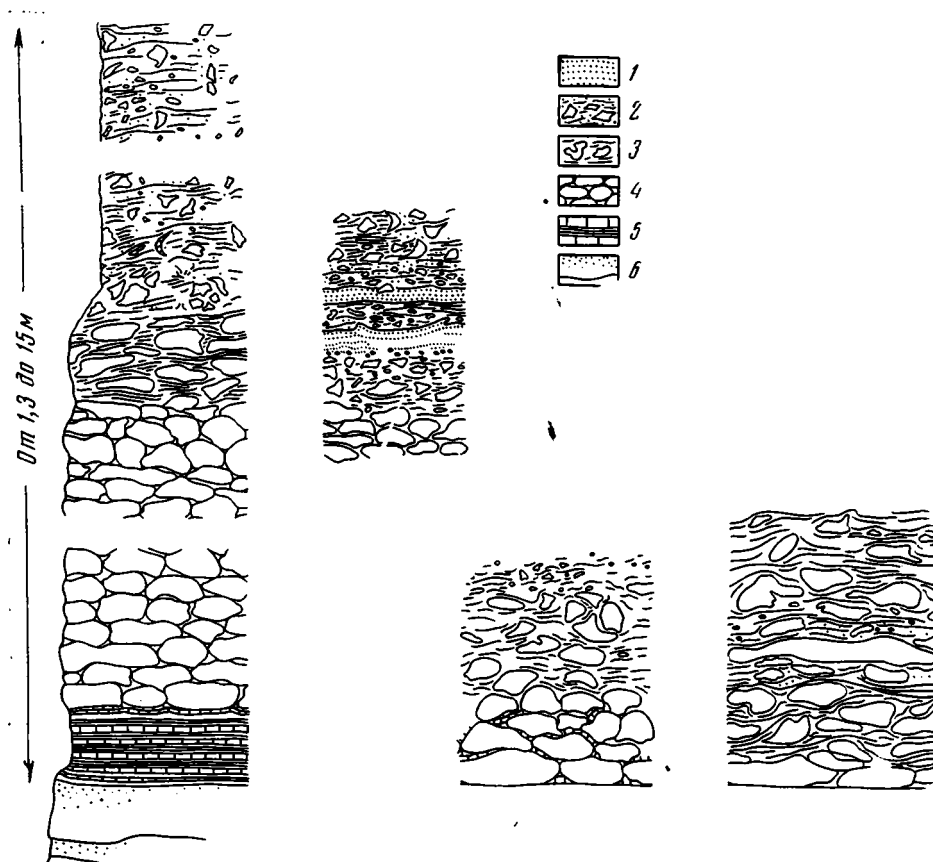
Изолированно-подушечная брекчия представляет собой скопление подушек, сходных с рассмотренными, но с большим содержанием нераскристаллизованного стекла. Форма их разнообразная, иногда изогнутая, вытянутая, а размеры варьируют в больших пределах. Подушки также имеют стекловатую корку закала и амигдалоидные концентры. Они заключены в туфовом матриксе, составляющем от 10 до 80% породы и образованном овальными и слезковидными глобулями (0,25 мм—1 см) хлоритизированного стекла и их многочисленными обломками (черепки). Здесь же присутствуют мелкие кусочки эффузивной породы, причем их мало там, где подушки расположены одна от другой на расстоянии 30 см и более, и много, где они сильно насыщают породу. В глобулях и черепках рассеяны кристаллы плагиоклаза и пироксена, сходные с теми, что присутствуют в подушечных лавах.

Обломочно-подушечная брекчия (фиг. 6) состоит из несортированной массы мелких и крупных обломков, заключенных в матриксе того же характера, что в брекчиях первой разновидности. Преобладают обломки эффузивов, причем многие из них, несомненно, возникли от раскола подушек. Кроме того, присутствуют в одних обнажениях обильные, в других — редкие фрагменты измененного витрофира неправильной, желваковой или амебообразной формы. Иногда в них много округлых (не сплюснутых) миндалин. Эти фрагменты очень похожи на глобули, но некоторые из них крупные (до 5 см).

Слоистый витрический туф образован измененными обломками стекла, сходными с теми, что слагают связующую массу брекчий. Размер обломков от пелитовых частиц до 4 редко 10 мм; присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза и изредка пироксена. Туфы

залегают слоями толщиной от 30 см до 1—1,5 м и для них характерна мелкая слоистость градиационного типа (graded bedding). Они составляют не более 2—3% от общего количества брекчий.

Все рассмотренные породы закономерно сочетаются в разрезе, образуя характерные пачки (фиг. 7). В типичном случае пачка состоит из следующих пород (снизу): подушечный базальт, изолированно-подушечная брекчия и обломочно-подушечная брекчия, в которой иногда



Фиг. 7. Схематические типичные разрезы с подушечными брекчиями из триаса Британской Колумбии (Carlisle, 1963)

1 — слоистый туф; 2 — обломочно-подушечная брекчия; 3 — изолированно-подушечная брекчия; 4 — подушечная лава; 5 — кремнистые известняки; 6 — массивные лавы.

присутствуют прослойки туфа. Изредка наблюдается выпадение среднего слоя и налегание верхней брекчий непосредственно на базальт. Переходы между породами внутри пачки довольно постепенные. Так, изолированно-подушечная брекчия внизу слоя имеет скудный матрикс, что сближает ее с нижележащим подушечным базальтом. Кверху матрикс становится все обильнее, а подушки мельче. Еще выше в породе появляются подушечные обломки, количество которых быстро возрастает, и изолированно-подушечная брекчия переходит в обломочно-подушечную.

3. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ШАРОВЫЕ БРЕКЧИИ ИСЛАНДИИ

Как мы видим, для пород, о которых идет речь, характерно обилие фрагментов, состоящих из вулканического стекла. При этом во всех известных морских отложениях оно обычно почти полностью хлоритизировано. Такая интенсивная хлоритизация наблюдается не только в древних, но и в сравнительно молодых, третичных толщах (Ray, 1943) и

является одним из признаков рассматриваемого типа брекчий и туфов. Ряду исследователей удалось установить причину такого изменения стекла, сравнивая морские туфы со сходными породами из палагонитовой серии Исландии, краткая характеристика которой дана ниже (Noe-Nygard, 1940; Peacock, 1926).

Палагонитовая серия относится к четвертичной системе и представляет собой наземный ледниково-вулканический комплекс. Она образована базальтами, среди которых много шаровых разностей, их брекчиями и туфами. Среди вулканических пород местами развиты тиллиты.

Шаровые базальты представляют собой сильно пористую тонкозернистую породу, состоящую из стекловатой непрозрачной массы с микролитами и фенокристами битовнита, пироксена и редкими кристаллами оливина. Для шаров характерна оболочка, состоящая из прозрачного сидеромеланового стекла, цвет которого меняется от песочно-желтого до светло-коричневого. В оболочке наблюдаются те же микролиты и фенокристы, что и в остальной части базальтовых шаров, но нет рудных зерен.

Базальты слагают массив, в центральной части которого шары лежат плотно, а в периферической между ними появляется связующая масса; при этом порода переходит в своеобразную брекчию.

Брекчия шаровых базальтов состоит из блестящих черных фрагментов базальтового стекла, сцементированных светлой цеолитовой массой. Они имеют гладкие вогнутые грани. Размеры их — от едва различимых невооруженным глазом до 1,5 см. В брекчии встречаются угловатые и округленные куски плотного базальта, а в некоторых обнажениях, кроме того, рассеяны базальтовые шары и их обломки. В шарах наблюдается непрерывная стекловатая оболочка, а в обломках участки стекла приурочены лишь к первичной поверхности шара.

Специальное изучение состава стекол в брекчиях и лавах показало, что они представлены двумя типами: темно-коричневым, мутным, почти непрозрачным безводным тахилитом и менее темным, просвечивающим богатым водой сидеромеланом.

В начальную стадию изменения породы в слабопросвечивающих обломках появляются светлые каемки, а мелкие фрагменты полностью обесцвечиваются. В дальнейшем по обесцвеченным и богатым водой стеклам развивается палагонит; возникает он в результате гидратации сидеромелана, сопровождаемой сепарацией железа в виде окисла и частичной потерей Са и Na (Noe-Nygard, 1940). Тахилит палагонитизации не подвергается. На более поздних стадиях изменения палагонит переходит в хлорит. Очевидно, последний может возникать и прямо по стеклу, так как в некоторых сидеромелановых стеклах на ранних стадиях изменения появляются мельчайшие сростки и сферы с интерференционными цветами, свойственными хлориту; рентгеновский анализ показал, что это прохлорит (Carlisle, 1963).

4. О ГЕНЕЗИСЕ ОТЛОЖЕНИЙ

При выяснении происхождения подушечных брекчий и ассоциирующих с ними гиалокластических пород возникают три до некоторой степени самостоятельных вопроса: 1) каков механизм образования гиалокластов; 2) чем обусловлена интенсивная хлоритизация слагающего их стекла и 3) как возникли подушечные обломки. Только при решении всех этих вопросов можно судить о формировании отложений в целом. Рассмотрим коротко каждый из них.

1. Одним из основных компонентов, слагающих связующую массу брекчий и ассоциирующих с ними туфов, как мы видели, являются своеобразные гиалокластические фрагменты. Для выяснения их происхождения решающим оказалось обнаружение в рассмотренных выше триасо-

вых толщах Британской Колумбии глобуль того же состава, что и указанные фрагменты. Было установлено, что гиалокласты представляют собой обломки глобуль; показательно, что некоторые из этих обломков после образования были лишь немного смещены один относительно другого. Следует отметить, что в глобулях присутствуют те же микролиты и фенокристы, что в эффузивах, чередующихся с брекчиями и туфами, а по общему облику глобули очень сходны с корками закала лавовых подушек; иначе говоря, всё это продукты одного расплава.

Механизм возникновения глобуль и их обломков подробно и убедительно разобран в упоминавшейся уже работе Карлисла, который использовал при интерпретации геологических материалов экспериментальные данные о вязкости силикатных расплавов в разных температурных условиях. Коротко его взгляды сводятся к следующему. При неравномерном поступлении горячего флюидного расплава или расплава, находящегося под сильным внутренним давлением, должны возникать глобули, шары или подушки. Чем сильнее это давление, тем благоприятнее условия для сильной глобуляции, т. е. возникновения мелких, но многочисленных глобуль.

При определенном соотношении вязкости и температуры даже сильная эксплозия дает не черепки, а капли, которые некоторое время в водной среде могут менять вязкость, не раскалываясь. При дальнейшем охлаждении стекло становится жестким и подвергается хрупкому дроблению. Используя эти данные, можно рассматривать гиалокластические фрагменты брекчий как *продукт дробления под влиянием охлаждения*.

Возникший таким путем обломочный материал автор предлагает называть аквагенным, а образованные им породы — *аквагенными туфами*. Их нельзя путать с водноотложенными туфами и туфогенными породами, материал которых образовался в результате обычных эксплозий, но был отложен в озерном или морском водоеме.

2. Характерной чертой подушечных брекчий и аквагенных туфов является интенсивная и в ряде случаев неравномерная хлоритизация вулканического стекла. Проявление хлоритизации здесь очень сходно с палагонитизацией, наблюдаемой в четвертичных лавах и туфах Исландии. Специальное изучение изменения морских третичных базальтовых туфов показало (Raw, 1943), что хлорит возникает по палагониту на определенной стадии преобразования породы. Вместе с тем, как уже указывалось, палагонитизация затрагивает преимущественно сидеромелановое стекло, возникающее при очень быстром и сильном охлаждении базальтового расплава. Именно поэтому сидеромелан характерен для подледниковых и подводных излияний, встречаясь в корках закала потоков и лавовых подушек, а также в гиалокластах. Глобуляция расплава, несомненно, способствует возникновению сидеромелана, так как, чем больше поверхность соприкосновения горячей лавы с водой, тем быстрее она охлаждается.

Итак, интенсивная хлоритизация гиалокластов обусловлена сидеромелановым составом стекла, появление которого связано с резким охлаждением расплава.

3. Характерной составляющей рассматриваемых отложений являются подушечные обломки. Можно представить себе два принципиально отличных способа их образования: простое механическое раскалывание под воздействием чисто внешних причин и дробление, связанное так или иначе с вулканическим процессом.

Лучшим примером образования подушечных обломков первым способом является морена, залегающая выше вулканического комплекса и содержащая большое количество переотложенных базальтовых шаров; некоторые из них поломаны, в других повреждена только стекловатая оболочка (Noe-Nygaard, 1940). Однако этот способ возникновения подушечных обломков нельзя считать имеющим сколько-нибудь существен-

ное отношение к морским подушечным брекчиям, ассоциирующим с аквагенными туфами.

Формирование подводных брекчий обычно происходит в довольно глубоководных и удаленных от берега участках бассейна, то есть там, где образование грубообломочного материала в результате деятельности обычных поверхностных агентов допустить невозможно. Тем не менее существует взгляд (Carlisle, 1963), что дробление подушек и в морских условиях происходило главным образом механическим путем при оползнях или в подводных лахароподобных потоках (вулканических турбидных потоках), сопровождавших некоторые извержения. Оползни и потоки могли возникать при землетрясениях или в результате мощного накопления рыхлых продуктов, создававшего нестабильные условия даже на пологом дне. Указанный исследователь не отрицает возможного участия взрывов в образовании брекчий, но считает, что они играют второстепенную роль.

Мне представляется, что основная масса подушечных обломков возникает именно в ходе вулканического процесса, механическое же дробление материала в потоках не имеет существенного значения.

Характер чередования брекчий и туфов в триасе Британской Колумбии (см. фиг. 7) действительно очень напоминает строение отложений мощных турбидных потоков. Однако следует иметь в виду, что в турбидных потоках, как бы мобильны они ни были, обломки только переносятся, но не возникают и не дробятся. Кстати сказать, и гиалокластический материал связующей массы брекчий был бы сильнее раздроблен, если бы в потоке раскалывались на мелкие куски крупные базальтовые подушки. А ведь в таких брекчиях присутствует большое количество неповрежденных амигдалоидных витрофировых глобуль, размером от долей миллиметра до 5 см.

Для понимания условий формирования подушечных обломков интересен характер их залегания в силурийском разрезе района Блявы. Как было показано, подушечная бесцементная брекчия здесь расположена выше подушечного спилита, причем последний внизу состоит из крупных плоских подушек, а сверху — из мелких шаров. Таким образом, возникновению обломков предшествовало «мельчание» лавовых подушечных образований. Если иметь в виду данные Карлисла о причинах глобуляции расплава, то можно предположить, что это «мельчание» связано с развитием вулканического эпизода, а именно с увеличением внутреннего давления в поступающей лаве. Увеличение давления может достичь значений, при которых охлаждающиеся лавовые шары станут разлетаться на куски.

Вместе с тем нельзя не обратить внимания на то, что в силурийских подушечных брекчиях Урала встречаются отторженцы массивных и подушечных спилитов (см. фиг. 2). Значит, при извержении выносился не только ювенильный, но и резургентный материал — куски пород предыдущих извержений. Распознать природу крупных фрагментов не составляет труда, но почти невозможно отличить резургентные обломки от аквагенных, когда они имеют небольшие размеры.

Таким образом, подушечные обломки частично представляют собой аквагенные, а частично резургентные вулканокластические образования.

Рассмотрение поставленных выше вопросов позволяет сделать вывод, что образование материала, слагающего подушечные брекchie и аквагенные туфы, связано как с особенностями вулканизма, так и особенностями среды, в которую поступал расплав.

Отложение этого материала в разных случаях происходило не одинаково, что создало известное разнообразие пород и их комплексов. Одни отложения насыщены лавовыми подушками и их обломками, другие представлены только гиалокластическими продуктами. Иногда весь этот материал создавал мощные массивные накопления вблизи вулка-

нических очагов, а иногда переносился турбидными потоками на некоторые расстояния, слагая толщи с определенным типом стратификаций (см. фиг. 7).

Все эти разные по структуре и текстуре накопления встречаются преимущественно там, где развиты подушечные эффузивы. Характерно, что в ассоциации с подушечными брекчиями и аквагенными туфами обычно не встречаются мелко- и тонкообломочные витрокластические осадки. Либо такой материал не возникал при формировании аквагенной вулканокластики, либо он выносился далеко за пределы формирования рассматриваемых отложений.

5. НОМЕНКЛАТУРА ПОРОД.

Впервые термин «подушечная брекчия» (pillow-breccia) был предложен Дж. Гендерсоном (Henderson, 1953) для отложений с рассеянными неповрежденными подушками. Позднее Д. Карлисл (Carlisle, 1963) стал называть такую породу «изолированно-подушечной брекчией» (isolated-pillow breccia), чтобы отличить ее от породы, в которой подушки раздроблены; последнюю он назвал «обломочно-подушечной брекчией» (broken-pillow breccia). В обоих случаях подушки или их обломки заключены в гиалокластической массе, которая в одних слоях скудная, в других обильная; если ее в изолированно-подушечной брекчии менее 10%, порода рассматривается уже как эффузивная. Отложения, состоящие из гиалокластического материала, аналогичного тому, что слагает связующую массу брекчий, Карлисл назвал аквагенным туфом.

Рассматривая предложенные названия, нельзя согласиться с применением к породам, в которых лавовые подушки целые (подушечные брекчии Гендерсона, изолированно-подушечные брекчии Карлисла), термина брекчии. Последняя всегда представляет собой породу с обломочной структурой. Кроме того, предложенные названия не охватывают всех аквагенных пород. На Южном Урале встречена брекчия, почти лишенная матрикса и состоящая из подушечных обломков. Все это делает необходимым разобрать классификацию пород данной группы и пересмотреть их номенклатуру.

В составе пород рассматриваемого типа участвуют следующие три компонента: лавовые подушки, их обломки и фрагменты вулканического стекла (глобули и их обломки). Все эти компоненты, по-разному сочетаясь, образуют два более или менее самостоятельных ряда, в каждом из которых крайние члены одинаковы; это — подушечные лавы (относящиеся уже к эффузивным образованиям) и аквагенные туфы.

Первый ряд состоит из следующих пород: 1) подушечный базальт¹; 2) аквагенный подушечный туфо-базальт — порода из целых лавовых подушек (преобладают), связанных аквагенной туфовой массой; 3) аквагенный туф с базальтовыми подушками — порода, в которой связующей массы больше, чем подушек, и 4) аквагенный туф. Все эти породы в структурном отношении тесно связаны и в разрезе иногда образуют пакки с закономерным порядком чередования (см. фиг. 7).

Второй ряд имеет другой набор пород, а именно: 1) подушечный базальт; 2) базальтовая подушечная брекчия² без матрикса; 3) базальтовая подушечная туфо-брекчия, состоящая из подушечных обломков (преобладают) и аквагенного туфа; 4) аквагенный туф с примесью подушечных обломков и 5) аквагенный туф.

Как всегда в группе пород, состоящих из трех компонентов, могут быть и более сложные сочетания (например, смесь целых лавовых поду-

¹ Базальт здесь взят для примера, это может быть спилит или другая порода.

² Если нельзя решить, являются ли базальтовые обломки кусками подушек, а обший состав, структура и условия залегания позволяют уверенно отнести породу к рассматриваемому типу, ее можно назвать аквагенной базальтовой брекчией.

шек, их обломков и аквагенной гиадокластики); очевидно, название такой породы должно основываться на преобладающих компонентах. Однако пока не встречены и не описаны такие породы, называть их не следует, чтобы не вводить искусственных названий.

Соотношение ранее употреблявшихся названий и названий, предлагаемых в данной статье, показано в таблице.

Терминология аквагенных пород

Гендерсон (1953)	Карлисл (1963)	Данная работа
1. Подушечная брекчия	1. Изолированно-подушечная брекчия 2. Обломочно-подушечная брекчия 3. Аквагенный туф	1а. Аквагенный подушечный туфо-базальт 1б. Аквагенный туф с базальтовыми подушками 2а. Аквагенная базальтовая подушечная брекчия 2б. Базальтовая подушечная туфо-брекчия 2в. Аквагенный туф с примесью базальтовых подушечных обломков 3. Аквагенный (гиадокластический) туф

Следует отметить, что рассмотренные образования не нашли места в «Классификации вулканогенных обломочных горных пород» (1962), разработанной специальной комиссией. По-видимому, они должны быть помещены, как особый тип пород, в лавокластическую подгруппу упомянутой классификации.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что рассмотренные породы представляют собой особый генетический тип вулканических обломочных отложений. В наземной обстановке их развитие ограничено исключительно ландшафтными условиями, но для некоторых подводных излияний они весьма характерны и не случайно встречены «in situ» в глубоких частях океана.

Аквагенные вулканические обломочные породы характерны для определенных формаций. Это — морские эвгеосинклинальные формации с большим количеством основных эффузивов: спилитов, базальтов, диабазов, представляющих собой продукты подводных, преимущественно трещинных излияний. Пирокластические породы имеют здесь небольшое и локальное развитие. Они обычно связаны с вулканами другого характера, иногда расположенными на островах и подводных поднятиях, относящихся уже к другой, соседней структурной зоне. Породы эти и по структуре и по составу обычно резко отличны от других вулканитов, составляющих формацию, и выглядят среди них как чуждый аллохтонный элемент.

ЛИТЕРАТУРА

- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
 Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. J. Geol., 1963, v. 71, N 1.
 Henderson J. F. On the formation of pillow lavas and breccias Royal Soc. Canada Trans. 3 d. ser., sec. 4, v. 47, N 1, 1953.
 Noe-Nygaard A. Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times — Folia Geographica Danica, v. 1, N 2, 1940.
 Peacock M. A. The geology of Videy, south-west Iceland. Royal Soc. Edinburgh Trans., v. 54, pp. 441—465, 1926.
 Raw F. Some altered palagonite tuffs from Jamaica and the origin and history of their chlorites. J. Geol., v. 51, N 4, 1943.

Геологический институт
 АН СССР
 Москва

Дата поступления
 2.VII.1965

**О ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТЕКСТУРАХ
В ПОРОДАХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ
И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ЭТИХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Е. А. СОКОЛОВА, И. В. ШУМИХИНА

В 1965 г. в статье Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965) на примере железорудного вулканогенно-осадочного месторождения Джайрем (Атасуйская группа железо-марганцевых месторождений в Центральном Казахстане) рассматривался вопрос о влиянии вулканической деятельности на ход седиментации и о роли эндогенного фактора в рудообразовании. В ней детально анализировались два разновозрастных разреза: 1) разрез участка Северный Джайрем, характеризующийся наиболее широким для данного района развитием вулканических пород; 2) разрез собственно месторождения Джайрем, который располагается в зоне выклинивания вулканитов (пространственно руды месторождения Джайрем разобщены с синхроничными вулканитами Северного Джайрема на 5—7 км).

Анализ материала показал, что пестрота вещественного состава пород в изученных разрезах и их текстурное многообразие связано не с изменением палеогеографической обстановки, а обусловлено привнесом вулканогенного материала в илы и перераспределением компонентов этих илов в диагенезе.

В предлагаемой статье развивается одно из положений, наметившихся в указанном выше исследовании, а именно: вопрос о седиментационно-диагенетических образованиях в породах вулканогенно-осадочных серий, их эволюции и поведении некоторых химических элементов в диагенезе. Поставленная задача по-прежнему решается на материале разрезов Северного Джайрема и собственно месторождения Джайрем, первый из которых отвечает району активно действующих вулканических очагов, а второй — их периферической зоне, в которой были широко распространены гидротермальные источники и фумаролы. Главные типы пород и выделенные в разрезах этапы осадконакопления описаны в работе 1965 г., вследствие чего их характеристики мы касаемся очень кратко¹.

Седиментационно-диагенетические образования очень широко распространены в рудовмещающих толщах большинства месторождений Атасуйской группы, и именно диагенетическим перераспределением вещества в осадке обусловлено большое текстурное многообразие пород, входящих в состав продуктивных пачек этих месторождений (Соколова, 1963; Соколова, Ботвинкина, 1965).

Диагенетическую природу некоторых текстур иногда трудно установить, и нарушение целостности слоя, связанное с диагенетическим пере-

¹ Химические анализы, использованные в настоящей работе, выполнялись И. В. Шумихиной по методике, разработанной в химической лаборатории ГИН АН СССР.

распределением вещества в осадке, часто ошибочно пытаются объяснить механическими воздействиями на нелитифицированные илы (взмучивание, оползание, перемещение осадка под действием течений или волн и т. д.). Подобная ошибочная трактовка влечет за собой неверные выводы. Появление таких текстур в разрезе рассматривается как указание на изменение палеогеографических условий осадконакопления в эпоху рудонакопления (обмеление бассейна, появление участков суши и т. д.), что, в свою очередь, ведет к ложным представлениям об источнике рудного вещества и неправильным поисковым критериям.

Отложения, в которых наблюдаются признаки диагенетического перераспределения материала, имеют в районе очень широкое распространение. Они встречаются почти на всем протяжении толщ фаменского и нижнетурнейского возраста, общая мощность которых превышает 1000 м, причем часто слагают маркирующие, хорошо прослеживающиеся по протиранию горизонты.

По данным ряда исследователей (Рожнов, 1962; Митряева, Рожнов и др., 1962; Соколова, Ботвинкина, 1965), в течение фаменского и большей части турнейского веков на рассматриваемой территории накапливались морские, преимущественно карбонатные отложения, иногда содержащие примесь тонкого терригенного материала. В отдельные промежутки времени в бассейн поступали продукты вулканического происхождения, которые либо образовывали ореды карбонатных осадков самостоятельные прослои, либо смешивались с ними.

На основании анализа разрезов района месторождения Джайрем (Соколова, Ботвинкина, 1965), были выделены следующие основные этапы седиментации.

Первый этап, отвечающий самым нижним горизонтам фаменского яруса, характеризуется в основном хемогенным осаждением карбонатов, сопровождающимся привносом в морской бассейн тонкого терригенного материала. Мощность отложений 170 м.

Второй этап отвечает верхним горизонтам нижнего и части верхнего фаменского яруса. Он определяется интенсивным одновременным осаждением карбонатного и в меньшей степени кремнистого вещества, при очень ограниченном привносе в бассейн тонкого терригенного материала. В этот период времени слабо проявилась вулканическая деятельность (поступление некоторых количеств кремнезема и незначительные выбросы пирокластического материала). Мощность отложений примерно 350 м.

Третий этап соответствует большей части верхнего фамена. Он характеризуется, с одной стороны, максимальной активизацией вулканической деятельности, а с другой — практическим прекращением выноса в бассейн терригенного материала. В зону карбонатонакопления в это время в большом количестве поступают продукты эндогенного происхождения: лавы, пирокластический материал, кремнезем и рудные соединения. Мощность отложений примерно 370 м.

В турнейском веке наблюдалась явная тенденция к затуханию вулканической деятельности. Собственно вулканические породы из разреза почти полностью исчезают, сменяясь образованиями смешанного генезиса: кремнисто-карбонатными, породами, известняками с примесью пеплового материала, туффитами, вулканическими аргиллитами и т. д. Роль терригенного материала в составе пород вверх по разрезу, напротив, постепенно возрастает, вплоть до появления среди карбонатных образований прослоев алевролитов.

Следует подчеркнуть следующее обстоятельство: текстуры, связанные с диагенетическим перераспределением вещества, наблюдаются в породах разного состава и относящихся ко всем выделенным этапам осадконакопления.

Большое текстурное многообразие рассматриваемых отложений связано с различной степенью диагенетического перераспределения веще-

ства в илах². Истинную природу некоторых из этих диагенетических образований иногда распознать очень трудно, особенно если рассматривать их изолированно, вне связи с теми разностями пород, диагенетическая текстура которых выражена предельно отчетливо. Мы попытаемся на имеющемся материале показать, как происходит перерождение первичных седиментационных текстур в диагенетические и каковы основные этапы эволюции последних.

Фон рассматриваемого разреза составляют однородные породы глинисто-кремнисто-карбонатного состава и кремнистые известняки, среди которых встречаются образования с отчетливо выраженной слоистой текстурой. Появление последней обусловлено довольно резким изменением состава породы от слоя к слою, которое связано с неравномерным поступлением в осадок тех или иных породообразующих компонентов.

Осаждение карбонатных илов шло непрерывно на протяжении почти всего фаменского и большей части турнейского веков, но в осадок, кроме карбонатного вещества, в том или ином количестве поступали разбавители: тонкий терригенный материал, пепел (по которому позднее развивались глинистые минералы), кремнезем и рудные соединения. В промежутки времени, когда поступление разбавителей было предельно ограниченным, на фоне глинисто-кремнисто-карбонатных пород формировались прослой относительно чистых известняков; в моменты же обильного привноса пирокластического и вулканогенно-хемогенного материала, напротив, наблюдалось послойное обогащение осадка соответствующим материалом вулканического происхождения.

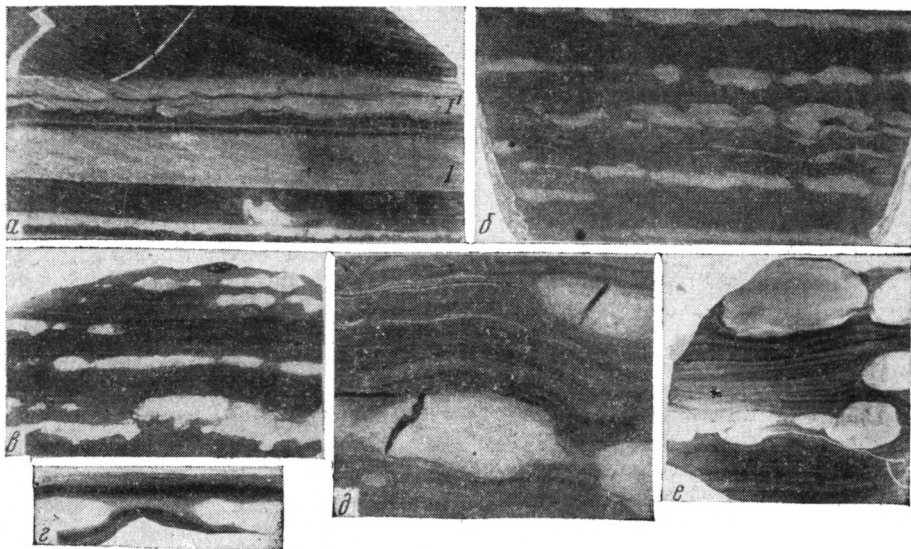
Наши наблюдения показали, что процессы диагенетического перераспределения вещества шли интенсивнее в тех отложениях, в которых наблюдалась первичная послойная дифференциация материала различного состава, и почти не проявлялись в однородных смесях тех же компонентов (однородные породы глинисто-кремнисто-карбонатного состава). В настоящей работе мы ограничимся рассмотрением двух групп диагенетических текстур, развившихся в слоистых осадках глинисто-кремнисто-карбонатного состава.

Для первой характерны послойно вытянутые цепочки карбонатных стяжений линзовидной и округлой формы (фиг. 1). Осадки, по которым эти конкреционные образования развивались, имели исходную слоистую текстуру, обусловленную чередованием светлых карбонатных прослоев и прослоев глинисто-известково-кремнистого состава, которым свойственна темно-серая, почти черная окраска. Карбонатные прослои, чаще всего отвечающие по составу кремнистым известнякам, сложены однородным микро- или тонкозернистым агрегатом кальцита и кварца, в котором иногда присутствуют тонко распыленный пирит и углеродистое вещество. В некоторых разностях обнаружены единичные обломочные зерна алевритовой размерности (кварц, реже плагиоклаз), как правило, карбонатизированные. В основании некоторых прослоев, где кремнистость породы несколько увеличивается, иногда наблюдаются скопления реликтов радиоларий.

Тонкозернистая глинисто-известково-кремнистая масса, слагающая темные прослои, интенсивно пигментирована углеродистым веществом, которое часто обволакивает зерна породообразующих минералов, что затрудняет их определение, маскирует истинную структуру породы и придает ей темную окраску. Последняя обусловлена не только присутствием углеродистого вещества, но и несколько повышенным, по сравнению с карбонатными прослоями, содержанием пирита.

Примесь терригенного материала в темных прослоях, по сравнению с кремнистыми известняками, несколько увеличивается (иногда состав-

² Термин «диагенез» употребляется в понимании Н. М. Страхова (Страхов, 1953; 1963; 1964).



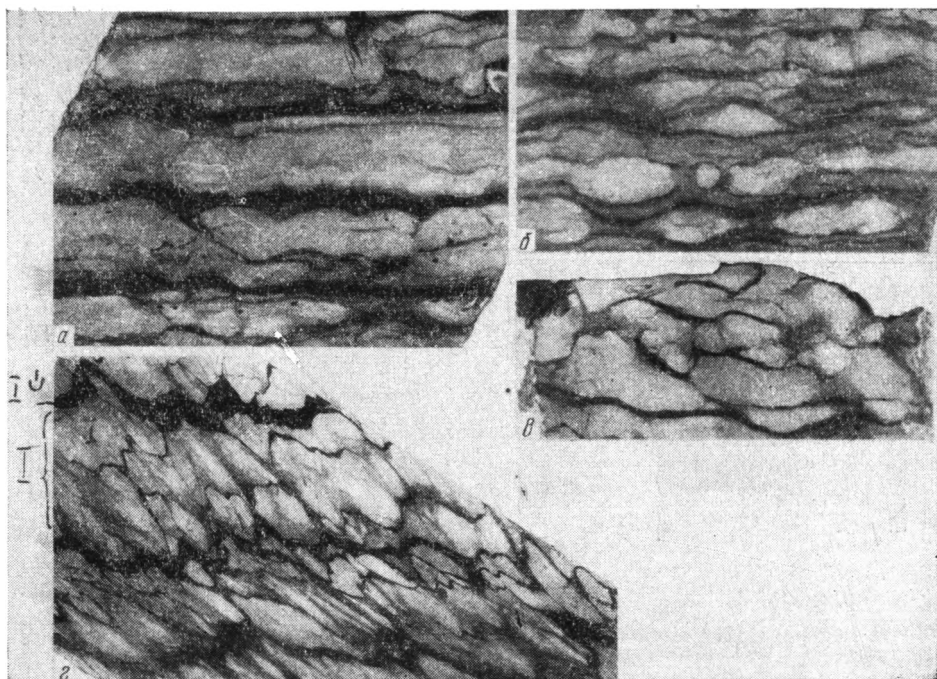
Фиг. 1. Группа пород глинисто-кремнисто-карбонатного состава с линзовидно-конкреционной текстурой ($\frac{1}{5}$ nat. величины)

a — образец 21, I — карбонатный прослой с параллельными ограничениями, II — карбонатный прослой с намечающимися стяжениями; *b* — образец 9; *в* — 8; *г* — 13, *д* — 6, *е* — 6

дает 10—15% массы породы), но обломочные зерна сохраняют прежние состав и размер. Во многих прослоях глинисто-известково-кремнистого состава наблюдаются скопления радиолярий, реликты которых, как правило, карбонатизированы; необходимо отметить, что вторичный кальцит, замещающий радиолярии и обломочные зерна, а также выполняющий тончайшие прожилки, составляет приблизительно 30% общего количества карбонатного вещества, входящего в состав темных прослоев. Присутствие в породах кальцита двух генераций следует учитывать при интерпретации данных химических анализов. Возможно, что вторичный кальцит образовался не за счет внутренних ресурсов слоя (перераспределение первичного карбонатного вещества в эпигенезе), а за счет дополнительного привноса карбонатов в литифицированный осадок. В этом случае карбонатность породы (цифры, приведенные в анализах) будет несколько завышена по сравнению с той, которая наблюдалась в исходном осадке.

Карбонатные прослои в описываемых образованиях далеко не всегда имеют четкие параллельные ограничения, подобные ограничениям слоя «I» на фиг. 1, *a*. Многие из них в результате диагенетического перераспределения породообразующих компонентов распадаются на серию более или менее хорошо выраженных карбонатных стяжений и ступков. Характерно, что процесс конкрециеобразования в разных прослоях остановился на разных стадиях. В некоторых из них в диагенезе только наметились раздувы и пережимы, в результате чего границы слоев приобрели волнистые очертания, но целостность их при этом еще не нарушалась (см. фиг. 1, *a*, слой I').

В тех случаях, когда процесс шел дальше, слои распадались на серию сильно удлинённых, имеющих неправильную форму линз (фиг. 1, *b*). Эти линзы в большинстве случаев еще не совсем разобщены и как бы сливаются в единую цепочку, вытянутую в направлении слоя, по которому шло конкрециеобразование. Если исходный слой имел несимметричное строение, то оно сохраняется и в возникших по нему линзах. Например, в основании некоторых из них наблюдаются повышенная кремни-



Фиг. 2. Группа пород глинисто-кремнисто-карбонатного состава с петельчатой текстурой ($\frac{1}{5}$ нат. величины)
образцы: а — 111; б — 110; в — 108; г — 100, I — первичный карбонатный прослой, I' — первичный прослой железисто-глинисто-кремнистого состава

тость и связанные с ней скопления реликтов радиолярий, а у верхней границы линзочек слагающая их кремнисто-карбонатная масса бывает тонко пигментирована углеродистым веществом, что является признаком постепенного перехода в вышележащий темный слой.

Еще более видоизменена в диагенезе текстура карбонатных прослоев породы, изображенной на фиг. 1, в. По составу и первичной текстуре эта порода, очевидно, была очень близка к образованиям вышеописанного типа (см. фиг. 1, б). Карбонатные прослои в ней тоже представлены кремнистыми известняками, имеют толщину несколько миллиметров и ритмично повторяются на темном глинисто-известково-кремнистом фоне через 0,5—1 см. Несмотря на явное сходство первичных признаков сравниваемых образований, их диагенетические текстуры явно различаются. В рассматриваемом случае перераспределение вещества было интенсивнее, и стяжениям свойственна уже несколько иная конфигурация. Линзы, на которые распадается карбонатные прослои, более короткие, очерчены резче и далеко не всегда сливаются в непрерывные цепочки. Это уже изолированные друг от друга, послойно вытянутые небольшие самостоятельные стяжения (химический состав стяжений и вмещающей их массы приведен в табл. 1, образец 8).

Лучше всего процесс конкрециеобразования проявился в породах, изображенных на фиг. 1, г, д, е (образцы 13 и 6). Стяжения в этом случае имеют округлую или овальную форму, резко отграничены от вмещающей массы и разобщены друг от друга на несколько сантиметров. Однако при внимательном изучении породы видно, что некоторые конкреции как бы нанизаны на тонкую светлую нить, представляющую собой след слоя, по которому образовывались стяжения.

В процессе роста конкреции деформировали еще нелитифицированный осадок, в котором они развивались, вследствие чего первичные

Таблица 1

Результаты химических анализов групп пород (%)

Группы пород	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂	MnO	MnCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂	C	$\frac{MnCO_3+CaCO_3+MgCO_3}{SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3}$	$\frac{MnCO_3+CaCO_3 \text{ стя-жений}}{MnCO_3+CaCO_3 \text{ вмещающей массы}}$	Fe	Mn	Mn Fe		
I группа	21	а	20,26	0,23	3,79	2,54	0,43	0,06	0,47	67,92	Her	0,15	0,34	2,56	1,62	1,97	0,27	0,14	
	б	35,91	0,47	7,72	3,46	0,11	0,11	0,23	41,73	3,18	0,15	0,63	0,96	2,47		0,19	0,08		
	9	а	22,44	0,23	5,20	2,39	0,22	0,94	1,20	65,33	0,33	0,39	0,16	2,23	1,12	1,67	0,73	0,44	
	б	31,84	0,34	6,22	2,91	0,32	0,88	1,20	52,18	Her	0,55	0,34	0,13	2,03		0,68	0,33		
	8	а	24,36	0,20	4,96	1,84	0,28	0,02	1,31	62,36	»	0,39	0,18	2,04	1,26	1,41	0,64	0,45	
	б	33,70	0,30	6,53	2,52	0,49	0,18	1,15	49,18	»	0,54	0,17	0,12	1,99		0,73	0,34		
	10	а	26,84	0,54	3,25	1,96	0,60	Her	1,78	61,26	0,46	0,16	0,08	1,98	1,62	1,65	0,71	0,43	
	б	40,02	1,55	6,75	3,43	1,55	0,13	0,66	38,03	0,53	0,33	0,22	0,78	3,19		0,42	0,13		
	102	а	20,23	0,20	4,34	2,50	3,43	0,37	1,70	63,02	Her	0,46	0,24	2,39	2,27	3,35	1,10	0,39	
	б	46,01	0,40	10,23	4,50	1,89	0,07	0,87	27,41	»	0,50	0,05	0,46	4,03		0,47	0,12		
	13	а	23,59	0,24	4,56	2,64	0,39	0,12	1,15	62,99	»	0,35	0,23	2,09	1,67	2,03	0,68	0,31	
	б	39,88	0,47	9,17	3,80	0,58	0,004	0,92	37,44	0,21	0,55	0,36	0,73	2,92		0,47	0,16		
6	а	18,84	0,43	3,27	1,57	0,47	Her	1,32	68,94	0,50	0,00	0,19	2,99	1,50	1,31	0,59	0,45		
б	34,65	1,10	6,73	2,84	0,88	Her	0,97	45,64	0,09	0,19	0,38	1,06	2,43		0,45	0,18			
II группа	Средние значения		а	22,36	0,29	4,19	2,20	0,39	0,21	1,47	64,54	0,18	0,20	2,33		1,91	0,67	0,37	
	б	37,43	0,66	7,62	3,75	0,64	0,20	0,85	41,66	0,57	0,40	0,31	0,60	2,72		0,48	0,19		
	111	а	14,90	0,44	2,26	1,86	0,43	0,25	0,79	74,91	1,28	0,09	0,03	4,05	1,56	1,50	0,57	0,38	
	б	34,37	0,57	5,94	3,79	0,02	0,13	0,66	47,82	3,16	0,13	0,10	1,17	2,66		0,42	0,16		
	110	а	14,64	0,10	1,67	2,80	0,11	0,21	1,10	76,48	Her	0,35	0,35	4,06	1,54	1,80	0,69	0,38	
	б	31,79	0,30	8,95	4,50	0,43	0,13	0,74	49,54	»	0,50	0,08	1,11	3,31		0,46	0,14		
	108	а	8,92	0,12	2,47	1,99	0,56	0,41	1,12	80,61	»	0,39	0,13	6,11	4,77	1,65	1,17	0,71	
	б	51,96	0,57	11,51	6,05	0,11	0,25	0,26	16,86	»	0,46	0,27	0,25	4,28		0,32	0,07		
	73	а	14,46	0,10	2,26	1,87	0,26	1,28	1,84	75,48	»	0,39	0,08	4,16	1,15	1,21	0,99	0,76	
	б	21,00	0,23	4,48	2,21	0,20	1,17	1,37	65,36	»	0,46	0,08	2,41	1,55		0,91	0,59		
	700	а	10,65	Her	Her	Her*	0,08	Her	0,58	84,54	»	0,04	0,03	7,99*	3,98	Her*	0,28	—	
	б	37,52	2,21	10,90	11,51*	0,06	»	1,62	19,73	»	0,24	Her	0,35*	8,08*		0,74	0,09*		
	800	а	17,57	Her	0,38	0,62	0,04	0,82	1,31	78,72	»	0,35	0,03	4,31	3,44	0,43	0,63	1,46	
	б	32,99	0,74	11,98	5,85	0,01	0,59	1,02	32,24	3,68	0,74	0,68	0,73	4,09		0,48	0,11		
	Средние значения			а	13,52	0,12	1,50	1,83	0,24	0,49	2,62	79,12	0,21	0,26	1,10	2,71	1,32	0,72	0,74
	б	34,93	0,77	8,96	4,48	0,12	0,37	0,94	35,25	1,14	0,35	0,20	1,13	3,17	0,55		0,21		

Примечания: а—карбонатные прослои или стяжения; б—вмещающая стяжения масса; * —цифры, не учтенные при выведении средних значений.

слойки огибали стяжения снизу и сверху, причем заметно сокращались в мощности в местах максимальных раздувов конкреций (см. фиг. 1, е, образец 6).

Конкреции, о которых идет речь, так же как и описанные выше диагенетические образования, развивались на глинисто-известково-кремнистом фоне по определенным прослоям, сложенным кремнистыми известняками. Но по исходной текстуре и составу рассматриваемые породы несколько отличались от ранее охарактеризованных разностей. Прежде всего, карбонатные осадки, по которым шло конкрециеобразование, были мощнее; их толщина составляла в среднем около 1 см. Вмещающая стяжения глинисто-известково-кремнистая масса не была однородной, а имела отчетливую первичную тонкослоистую текстуру (толщина слоев — доли миллиметра), обусловленную опять же послонной дифференциацией карбонатного и глинисто-кремнистого материала (фиг. 1, е).

По составу породы с хорошо выраженными конкреционными стяжениями очень близки к обычным слоистым глинисто-кремнисто-карбонатным образованиям и отличаются от последних только несколько меньшей примесью алеврита, причем характерно, что обломочные зерна присутствуют исключительно во вмещающей массе и ни разу не были обнаружены в составе конкреций.

Ко второй группе диагенетических текстур, развивающихся по первичнослоистым глинисто-кремнисто-карбонатным осадкам, мы относим так называемые петельчатые текстуры (Соколова, Ботвинкина, 1965). Исходная текстура этих пород обусловлена неравномерным поступлением в карбонатные илы кремнезема и пепловых частиц, которые в последующие стадии литогенеза были заменены тончайшим агрегатом кварца и глинистых минералов; в некоторых случаях в осадок вместе с кремнистым и пепловым материалом поступали и добавочные количества соединений железа, присутствием которых объясняется красная окраска некоторых разностей описываемых пород (красноцветные известняки с петельчатой текстурой в составе продуктивной пачки месторождения Джайрем).

Смена карбонатных прослоев глинисто- и железисто-глинисто-кремнистыми была ритмичной. Карбонатные прослои светло-серой или розовой окраски представлены однородными тонкозернистыми кремнистыми известняками, практически лишенными примеси обломочного материала. Характерно, что кремнезем в них настолько тонко раскристаллизован, что с трудом различим даже при микроскопическом изучении пород, и присутствие его устанавливается только химическим анализом. Глинозем и гидроокислы железа также не образуют сколько-нибудь значительных скоплений. Мощность карбонатных прослоев обычно не превышает 2—3 см.

Окраска прослоев, обогащенных кремнеземом и глинистым веществом, изменяется в зависимости от содержания в них окислов железа: от темно до розовато-серой и ярко-малиновой. Тонкозернистый породообразующий агрегат глинистых минералов: кварца и кальцита, как правило, интенсивно пигментирован углеродистым веществом (в сероцветных разностях) или гидроокислами железа (в красноцветах), что сильно затрудняет выяснение истинной структуры породы. Несмотря на это, в некоторых участках шлифа при большом увеличении удается распознать реликты обломков вулканического стекла, замещенного кремнеземом и глинистыми минералами. Это наводит на мысль, что глинистый материал в рассматриваемых образованиях имеет не терригенное происхождение, а образовался за счет разложения тончайших пепловых частиц. Такое предположение тем более вероятно, что породы описываемой группы всегда появляются в разрезе одновременно с вулканическими или вулканогенно-осадочными. Так, на участке Северный Джайрем они ассоциируют с эффузивными и грубообломочными туфами, а

на месторождении Джайрем входят в состав его продуктивной пачки, наряду с яшмами и пепловыми туфами.

В некоторых разностях пород в составе темных прослоев присутствуют мелкие обломочные зерна кварца, которым свойственна резко выраженная оскольчатая форма, и таблитчатые кристаллы плагиоклаза, также не несущие никаких признаков окатанности. Чаще всего обломочный материал равномерно рассеян по всему прослою, причем составляет очень незначительный процент от общей массы породы, и только иногда локализуется в линзочках, в которых он погружен в тонкую раскристаллизованную пепловую массу. Конфигурация кластических зерен и частая их ассоциация с пепловым материалом рассматриваются нами как доказательство их пирокластического происхождения.

Первичный горизонтальный характер наслоения сохраняется не во всех породах описываемой группы. Исходная текстура большинства из них оказывается видоизмененной в диагенезе, причем степень ее преобразования может быть самой различной. Диагенетическое перераспределение вещества по-прежнему наблюдается в прослоях карбонатного состава; на некоторые из них процессы диагенеза наложили только слабый отпечаток: внутри прослоев стала намечаться сгустковая текстура, еще очень неотчетливая и не повлекшая за собой сколько-нибудь резкой дифференциации породообразующих компонентов (фиг. 2, а). Тем не менее, прослой потеряли свою первоначальную структурную однородность и четкие параллельные ограничения.

В других разностях пород процессы диагенеза пошли дальше, в результате чего внутри карбонатных прослоев, помимо бесформенных сгустков, появились и относительно хорошо образованные стяжения углекислого кальция (примерно 76% CaCO_3 , см. табл. 1 образец 110), оконтуренные темными пленочками глинисто-кремнистого или железисто-глинисто-кремнистого состава (см. фиг. 2, б). Надо отметить, что для рассматриваемых пород характерны своеобразные бугристые границы напластования, причем их форма зависит от стадии конкрецииобразования: чем резче обозначаются стяжения, тем рельефнее поверхности напластования.

Появление петельчатых текстур в карбонатных прослоях связано с очень резкой дифференциацией отдельных составных частей илов в диагенезе. В данном случае, в результате диагенетического перераспределения вещества, карбонатные прослой распались на ряд мелких линз и желваков, разделенных петельчато-переплетающимися темными слоями, содержание глинистых минералов и кремнезема в которых значительно выше, чем в светлых карбонатных стяжениях (фиг. 2, в). В красноцветных разностях в слоях и пленках, разделяющих стяжения, наблюдается повышенное содержание соединений железа (около 12% Fe_2O_3). В породах с петельчатой текстурой отчетливо видно, что зарождающиеся в диагенезе карбонатные стяжения в процессе роста стремятся освободиться от содержащихся в исходном осадке чуждых примесей и вытесняются за свои пределы глинистые кремнистые частицы.

Надо отметить, что седиментационно-диагенетическая текстура некоторых из пород описываемой группы претерпела еще дополнительные изменения в катагенетическую стадию литогенеза. В литифицированных осадках под действием давления возникали отчетливые стилолитовые текстуры, которые обусловили определенную ориентировку слагающих породу минеральных зерен. На фиг. 2, г, образец 100 хорошо видна трехстадийная эволюция текстуры породы. Первичная седиментационная текстура обусловлена ритмичным чередованием светло-розовых прослоев преимущественно карбонатного состава, см. фиг. 2, г прослой «I» и прослоев темно-малинового цвета, обогащенных кремнеземом, глинистым веществом и соединениями железа фиг. 2, г прослой «I'». В диагенезе карбонатные прослой распались на серию стяжений, разобщенных тон-

кими сложно переплетающимися пленками, сложенными частицами, обособившимися в процессе конкрецееобразования (петельчатая текстура). В последнюю, эпигенетическую стадию текстурной эволюции породы в ней развилась стилолитовая структура, в результате чего прослои и даже глинистые пленочки, обрамляющие стяжения, приобрели характерные зубчатые очертания, а сами стяжения были ориентированы в направлении приложенной к породе силы (примерно под углом 45° к первичной слоистости).

В настоящее время еще не выяснено, почему в одних разностях пород из описываемой группы стилолитовые текстуры развиваются, а в других отсутствуют совсем. По этому вопросу мы можем высказать только некоторые предположения. Создается впечатление, что катагенетическим преобразованиям в большей мере подвержены те породы, в которых наблюдалась наиболее резкая седиментационно-диагенетическая дифференциация глинистого и карбонатного вещества. То есть развитию стилолитовых текстур способствовало наличие в породе прослоев с различными физическими свойствами: пластичных глинистых и относительно жестких, карбонатных. В однородных глинисто-кремнисто-карбонатных породах, даже с высоким содержанием глинистого вещества, стилолитовые текстуры никогда не возникают.

В породах, в которых наблюдаются особенно хорошо выраженные стилолитовые текстуры, как правило, отсутствует примесь обломочных зерен. Глинистые прослои сложены чрезвычайно тонкозернистым и однородным материалом и только в раздувах иногда наблюдается небольшое скопление мельчайших кристалликов кварца и плагиоклаза, очевидно, пирокластического происхождения, а также остатки организмов. Характерно, что как только в глинистой массе появляется примесь более грубого материала, тонкий стилолитовый узор прослоя сменяется более сглаженными волнистыми очертаниями.

Из сказанного выше вытекает, что породы обеих описываемых групп являются образованиями седиментационно-диагенетическими, то есть их текстура и состав отдельных элементов (стяжений и вмещающей их массы) обуславливаются не только перераспределением компонентов илов в диагенезе, но и первичным составом осадка. Так, во всех рассмотренных случаях, конкрецееобразование идет в породах, которым была свойственна исходная слоистая текстура, стяжения неизменно развиваются по карбонатным прослоям и даже их форма, приобретенная в диагенезе, вероятно, в значительной мере определяется составом исходного осадка.

Вопрос о зависимости свойств диагенетических стяжений от состава и структуры осадка, в котором они развивались, является наиболее трудным и интересным. Такая зависимость, несомненно, существует и определяется совокупностью факторов. На некоторые из них нам хотелось бы обратить внимание.

Из приведенного выше описания двух групп диагенетических текстур следует, что каждая из них развивалась в илах, характеризующихся различными свойствами. Так, например, петельчатые текстуры возникали в диагенезе только в тех карбонатных осадках, обломочная примесь в которых (в данном случае пепловые частицы) была представлена очень тонкой фракцией, и никогда не зарождались в илах, обогащенных более грубым терригенным материалом. Стяжения округлой или линзовидной формы образовывались в илах, в которые, помимо кремнезема, поступал более грубый терригенный материал (не крупнее мелкого алевролита). В породах, обогащенных кластическими зернами (образования типа глинисто-известковых алевролитов), конкрецееобразование не шло совсем и т. д.

При анализе диагенетических текстур, изображенных на фиг. 1 и 2, обращает на себя внимание следующее обстоятельство. В каждую из

рассмотренных групп пород входят образования, очень близкие друг другу по составу и структуре слагающих их элементов (стяжений и вмещающей их массы) и отличающиеся только текстурными особенностями. Другими словами, в разных образцах запечатлены разные стадии конкрециообразования. Почему же примерно в однотипных осадках процессы диагенетического перераспределения вещества идут с разной интенсивностью? Нам представляется, что ответ на этот вопрос следует искать в определенных соотношениях основных породообразующих минералов в исходных илах.

Уже в процессе седиментации в осадках наметилась определенная тенденция к дифференциации двух групп основных породообразующих компонентов (прослой преимущественно карбонатного состава и прослой кремнистые с повышенным содержанием глинистого вещества, а в некоторых случаях окислов железа), которая еще резче проявилась в диагенезе. В ходе конкрециообразования карбонатный осадок стремился освободиться от содержащихся в нем чуждых примесей, в результате чего соотношение основных породообразующих компонентов в стяжениях, по сравнению с исходным, изменялось.

Интересна следующая закономерность, вытекающая из данных химических анализов, приведенных в табл. 1. Отношение

$$\frac{\text{MnCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

в стяжениях (в пределах каждой из групп) является величиной приблизительно постоянной. Для первой группы оно равняется в среднем 2,33; для второй 4,54, причем пределы изменений этих отношений для разных образцов одной группы очень невелики. Так, в шести образцах первой группы (образцы 8, 9, 10, 13, 21, 102) они не превышают 0,5, и только образец 6 представляет собой исключение, так как величина рассматриваемого отношения (2,99) в нем несколько завышена. Создается впечатление, что перераспределение основных компонентов илов в диагенезе

идет до тех пор, пока отношение $\frac{\text{MnCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ в конкрециях не достигнет определенной величины. Эта величина может изменяться в зависимости от свойств исходного осадка и физико-химических особенностей режима осадконакопления, но для однотипных пород, седиментация которых происходила в определенной среде, она является постоянной.

Если высказанное выше предположение верно, то можно объяснить почему в некоторых разновидностях пород в пределах одной группы процесс конкрециообразования останавливался на разных ступенях развития. Очевидно, для одной группы отложений состав исходного осадка не был строго постоянным, и соотношение основных породообразующих компонентов в нем в какой-то степени колебалось. В диагенезе составные части осадка перераспределялись до тех пор, пока их соотношение в стяжениях не достигало величины, постоянной для определенных групп пород. Чем значительнее отношение

$\frac{\text{MnCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ в исходном осадке отличалось от этой величины, тем интенсивнее должно было протекать перераспределение вещества в диагенезе. При большой разнице между этими величинами возникали хорошо выраженные стяжения, при меньшей разнице требуемое соотношение достигалось быстрее и конкреции успевали лишь слабо наметиться. Характерно, что в тех случаях, в которых отношение

$$\frac{\text{MnCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

первоначально было близко к величине, достигаемой в диагенезе, конкrecioобразование не шло совсем, и порода сохраняла первичную горизонтально-слоистую текстуру. Примером может служить образец 21 (фиг. 1, а). Первоначальная текстура карбонатного прослоя в этом образце (прослой I) не нарушена в диагенезе, и отношение в нем равно 2,23

$$\frac{\text{MnCO}_3 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

(см. табл. 1, образец 21), то есть очень близко к выведенной для рассматриваемой группы средней величине 2,33.

Выведенную закономерность, конечно, еще нельзя рассматривать как окончательный вывод. Она должна быть подтверждена данными анализов большего количества образцов, чем то, которое мы использовали в настоящей работе. Однако нам представляется, что исследования в этом направлении представляют определенный интерес.

Анализируя химический состав рассматриваемых образований, необходимо учитывать, что он определяется двумя факторами; химическими особенностями исходного осадка и перераспределением его компонентов в диагенезе. Иными словами, состав пород, так же как и их текстура, является седиментационно-диагенетическим. Так, карбонатные конкреции возникли по первично-карбонатным прослоям, но в диагенезе карбонатность стяжений, по сравнению с исходной, еще увеличивалась. Очевидно, в бескарбонатных прослоях исходного осадка железа содержалось больше, чем марганца, а в диагенезе, в результате большей геохимической подвижности марганца, эта разница еще больше возрастала.

Из табл. 1 видно, что отношение карбонатной составляющей³ стяжений к карбонатной составляющей вмещающей их массы всегда превышает единицу, причем оно особенно увеличивается в разностях, обогащенных тончайшим пепловым материалом (II группа пород, обр. 108, 700, 800), и, напротив, уменьшается в породах, содержащих более грубую обломочную примесь. Очень вероятно, что в более тонкозернистых образованиях стягивание карбонатов в диагенезе происходило интенсивнее, чем в разностях, содержащих обломочные зерна.

Очень показательны цифры, иллюстрирующие различную геохимическую подвижность марганца и железа в диагенезе. Табл. 1 показывает, что марганцевый модуль $\left(\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}\right)$ стяжений неизменно оказывается выше этого же показателя, выведенного для вмещающей их массы. Так, для первой группы пород средняя величина марганцевого модуля $\left(\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}\right)$ для стяжений равняется 0,37, а для вмещающей их массы — 0,19. Во второй группе марганцевый модуль для стяжений — 0,74, а для вмещающей массы — 0,21. Таким образом, из всех рассмотренных анализов вытекает, что геохимическая подвижность марганца в диагенезе неизменно превышает подвижность железа.

Изучаемые образования были проанализированы на V, Cr, Ni, Co и Cu (табл. 2). Полученные данные позволили нам сделать следующий вывод. Малые элементы поступали в осадок совместно с его бескарбонатной составляющей, и при диагенетическом стягивании карбонатов их миграции не происходило. Действительно, из табл. 2 видно, что отношения содержаний малых элементов в стяжениях и вмещающей их массе (в пересчете на бескарбонатное вещество) во всех случаях близко к единице. Некоторое отклонение наблюдается только для кобальта; для него

эта величина несколько больше (для I группы пород $\frac{\text{Co}_{\text{стяж.}}}{\text{Co}_{\text{вмещ. массы}}} = 1,45$)

³ Содержание MgCO_3 не учитывается, так как в подавляющем количестве образцов это соединение отсутствует совсем.

Таблица 2

Содержание малых элементов по данным спектральных количественных анализов ($10^{-4}\%$)

Группы пород	№ образца		В породе					В бескарбонатной части породы				
			V	Cr	Ni	Co	Cu	V	Cr	Ni	Co	Cu
Первая	21	а б	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »	He опр. »
	9	а б	26 30	18 29	13 34	12 14	07 08	78 64	54 62	39 30	36 30	21 17
	8	а б	29 34	16 33	14 21	11 16	17 24	80 68	44 66	38 42	30 32	49 48
	10	а б	33 83	6 36	20 46	17 40	21 98	90 136	16 59	56 76	47 66	58 161
	102	а б	28 51	16 34	28 27	60 38	06 6	79 71	45 47	79 38	170 53	17 8
	13	а б	24 40	20 31	21 19	14 15	32 18	67 65	56 50	58 31	39 24	89 29
	6	а б	36 60	14 42	10 22	11 23	11 23	123 113	48 79	34 41	38 43	38 43
	Средние значения	а б	29 58	31 34	21 31	29 32	14 40	86,16 86,16	43,83 60,50	50,66 43,00	60,00 41,33	45,33 51,90
	Отношение содержания малых элементов в стяжениях и вмещающей их массе		—	—	—	—	—	1,0	0,72	1,18	1,45	0,89
Вторая	111	а б	32 37	9 31	12 19	12 19	44 300	139 76	39 64	53 39	53 39	191* 620*
	110	а б	24 34	7 22	2 26	6 24	9 32	107 64	31 44	9 52	27 48	40 64
	108	а б	32 49	18 41	6 15	17 11	14 8	175 59	98 49	32 18	93 13	77 9
	73	а б	23 34	10 18	10 18	12 14	28 42	101 102	44 54	44 54	53 42	123 126
	700	а б	27 82	He опр. * 55*	17 104	13 58	7 300	181 104	He опр. * 70*	114 132*	87 74	43* 380*
	800	а б	20 16	2 20	9 223	8 73	2 20	100 184	10 20	45* 353	40 116	10 3
	Средние значения	а б	26 58	9 31	10 66	11 33	17 116	133,83 98,16	44,44 48,66	50,40 59,00	58,83 55,33	62,50 50,50
	Отношение содержания малых элементов в стяжениях и вмещающей массе		—	—	—	—	—	1,36	0,91	0,85	1,06	1,23

Примечание: а—карбонатные прослои или стяжения; б—вмещающая стяжения масса; *—цифры, не учтенные при выведении средних значений.

Бескарбонатная часть рассматриваемых пород представлена в основном кремнеземом и глинистой массой, возникшей за счет разложения лепловых частиц. Судя по тому, что в собственно кремнистых породах содержание малых элементов очень низко V, Cr, Ni, Co, Cu не выносились в бассейн совместно с кремнеземом растворами вулканического происхождения, а поступали вместе с пирокластическим материалом. В табл. 3 сравниваются цифры содержания малых элементов в бескарбонатной части изучаемых образований с цифрами, полученными при анализе глинистых терригенных пород из других районов. Таким обра-

Средние содержания малых элементов в глинах и аргиллитах
в пересчете на бескарбонатное вещество (10^{-4} %)

Место взятия образцов	Тип пород	V	Cr	Ni	Co	Cr
Атасуйский район (цифры взяты из публи- куемой статьи)	I группа пород	a 86,16	43,83	50,66	60,00	45,33
		б 86,16	60,50	43,00	41,33	51,00
	II группа пород	a 133,83	44,44	50,40	58,83	62,50
		б 98,16	48,66	59,00	55,33	50,50
Район Лабинского марганцевого месторож- дения (по В. В. Кали- ненко)	Глины (морские прибрежные отло- жения)	187	107	58	25	92
	Пелагические глины	185	126	65	23	77
Южно-Украинский марганцеворудный бас- сейн (по И. М. Варен- цову)	Глины (морские мелководные отло- жения)	151	79	44	18	33
Донбасс (по Н. М. Страхову)	Морские аргиллиты	120	78	56	63	16

зом, сравнивая породы, в которых глинистое вещество возникло за счет разложения пепловой массы, и те, в которых оно имеет терригенное происхождение, мы видим, что цифры, характеризующие эти две категории образований, мало отличаются друг от друга. Более того, в породах, обогащенных пеплом, они несколько занижены (возможно, за счет разбавления пепловой массы кремнистым материалом). Таким образом, создается впечатление, что в ходе вулканического процесса добавочных количеств V, Cr, Ni, Co и Cu в осадок не поступало.

ЛИТЕРАТУРА

- Варенцов И. М., Базилевская Е. С., Белова Н. В., Семенова М. Г. Особенности распределения Ni, Co, Cu, V, Cr в рудах и вмещающих отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна. Сб.: «Марганцевые рудные месторождения СССР». Изд. АН СССР, 1966.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 1, 1962.
- Калиненко В. В., Шумихина И. В., Гусарева А. Н. Марганценовые отложения Лабинского месторождения и распределение в них ванадия, хрома, никеля, кобальта и меди. Сб.: «Марганцевые рудные месторождения СССР». Изд. АН СССР, 1966.
- Катченков С. М. Средние содержания некоторых малых элементов в главных типах осадочных пород. В сб. «Труды геохимической конференции». Химия земной коры, т. II, Изд. «Наука», 1964.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан). АН КазССР, серия геол., вып. 6 (51), 1962.
- Рожнов А. А. Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу). АН КазССР. Серия геол., вып. 6 (51), 1962.
- Соколова Е. А. О некоторых диагенетических текстурах в марганценовых толщах. Геология рудных месторождений, № 1, 1963.
- Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). В кн.: «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации». Тр. ГИН АН СССР, вып. 141, 1965.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР. Серия геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 23. Изд. АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, том II. Изд-во АН СССР, 1963.
- Страхов Н. М. Парагенез аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

УДК 551.491.8

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ЮВЕНИЛЬНОСТИ ГЛУБИННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Л. Н. КАПЧЕНКО

Без преувеличения можно сказать, что проблема ювенильности подземных вод стала в настоящее время узловой в дискуссионных вопросах генезиса многих рудных полезных ископаемых, нефти и газа. Огромное научное и практическое значение ее не вызывает сомнений. Однако в силу сложности она разрабатывается широким кругом специалистов, причем выводы одних исследователей часто противоречат выводам других. Данная статья имеет целью подвести некоторый итог дискуссии по проблеме ювенильности глубоких подземных вод и наметить основные направления дальнейших исследований.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Ювенильные воды. Развивая и уточняя представления Э. Зюсса, к ювенильным мы относим водные растворы, впервые вступающие в гидросферу из глубоких частей земной коры и верхней мантии, ранее не участвовавшие во внешних круговоротах, или впервые генерируемые из продуктов, не участвовавших во внешних круговоротах. В чистом виде они, как правило, не встречаются. Можно говорить лишь о доле их участия в различных типах глубоких вод. Синоним — «эндотегенные» воды В. Ф. Дерпгольца.

Седиментационные воды. Растворы, захороняющиеся вместе с твердыми осадками (собственно седиментационные) или мигрирующие в уже образовавшиеся осадки из других горизонтов или из бассейна седиментации (погребенные).

Возрожденные воды. Водные растворы, выделяющиеся из осадочных горных пород (вода гигроскопическая, пленочная, кристаллизационная, конституционная, цеолитная) под влиянием геостатического и тектонического давления и высокой температуры недр. Резкой грани между возрожденными и седиментационными водами нет. Термин «возрожденные воды» включает и «метаморфические воды» Д. Уайта (White, 1957), которые он связывает с дегидратацией пород при метаморфизме.

Сквозьмагматические воды (по Д. С. Коржинскому). Ювенильные надкритические водные растворы, вызывающие гранитизацию осадочных пород, вплоть до превращения их в магму. В дальнейшем могут превращаться в постмагматические растворы.

Постмагматические воды. Водные растворы, выделяющиеся из магмы при подъеме ее к поверхности Земли. Представляют собой смесь возрожденных и ювенильных вод.

Все перечисленные типы вод относятся к категории глубинных. Они обычно сильно минерализованы, в отличие от слабominерализованных вод зоны интенсивного водообмена (метеорных, вадозных), в данной статье не рассматриваемых.

Представление о ювенильных водах прочно вошло в научное сознание лишь в конце прошлого столетия. Э. Зюсс дал первое определение понятия ювенильной воды. По его мнению, это — растворы, впервые выходящие на поверхность Земли из магматических очагов. Как видим, это определение значительно отличается от приведенного в данной статье и приближается к понятию «постмагматические воды».

Главным признаком ювенильных вод Зюсс считал, наряду с высокой температурой, наличие в них хлора, кремнезема, серы, фтора, бора, фосфора, мышьяка, тяжелых, редких и благородных металлов (Li, Sr, Fe, Mn и др.). Эти компоненты, по его мнению, не могли быть внесены из осадочных пород.

Расцвет гипотезы ювенильного генезиса термоминеральных вод вулканических районов падает на первые десятилетия нашего столетия. За рубежом она пользуется признанием у специалистов по подземным водам и до настоящего времени (White, 1957). В СССР наиболее последовательными сторонниками идей Зюсса были А. П. Герасимов (1926) и А. Н. Огильви (1935). Они считали, что вода термоминеральных источников является смешанной вадозно-ювенильной. Ювенильными компонентами, выделяющимися из магмы при ее остывании, они считали углекислоту, сероводород, аммоний, фтор, бор, мышьяк, некоторую часть хлористого натрия, солей бария и др. металлов (тяжелых).

Д. И. Щеголев и Н. И. Толстихин (1939) ювенильными считали минеральные воды состава $\text{NaHCO}_3\text{—NaCl}$, пересыщенные углекислотой, приуроченные к альпийским складчатым сооружениям.

В. И. Вернадский (1960) указывал, что чисто ювенильных вод в природе нет. Ювенильные воды всегда смешиваются при своем движении с метеорными водами. Он отмечал, что летучие, богатые водянными парами выделения магм никогда не достигают концентрации, превышающей 5% раствора. Сейчас это положение нельзя считать абсолютно справедливым, однако в планетарном масштабе оно сохранило свое значение.

Окончательное решение вопроса о влиянии постмагматических растворов на формирование глубоких подземных вод Вернадский оставил за будущими исследователями.

Идея о ювенильных водах из вулканологии и курортологии проникла и в область нефтяной гидрогеологии (Washburne, 1914).

Один из основоположников гидрогеохимии В. А. Сулин (1946), придерживавшийся точки зрения многообразия условий формирования запасов и солевого состава глубоких пластовых (нефтяных) вод, гипотезу ювенильного их формирования рассматривал как вполне возможную. Ведущую же роль в метаморфизации и «концентрировании» глубоких вод он отводил физико-химическим процессам взаимодействия растворов с горными породами в восстановительной обстановке при повышенных температурах и давлениях.

Но все же гидрогеология в силу задач, ставившихся перед ней, исторически приобрела практический уклон, изучая главным образом вопросы водоснабжения, ирригации, мелиорации, борьбы с шахтными водами, нефтепромысловые задачи и т. д.

Огромный разрыв между гидрогеологией и учением о рудных месторождениях сохраняется и в настоящее время. Гидрогеологи забыли важное указание Вернадского о том, что гидрогеология должна охватывать всю воду земного шара, включая и ту, которая находится в минеральных соединениях.

С другой стороны, находясь ближе к вопросам почвоведения, нефтяной геологии, гидравлики, горного дела, галургии, гидрогеология обогащалась данными этих наук и использовала их в своих построениях, касающихся формирования состава и запасов подземных вод.

Ареной решения проблемы ювенильности термоминеральных вод явился Кавказ. В конце тридцатых годов в районе Кавказских минеральных вод было установлено, что минеральные воды представляют собой не изолированные соединяющиеся «коренные» струи, как полагали Огильви и Герасимов, а залегают в виде напорных водоносных горизонтов в породах мела, палеогена и в палеозойском складчатом фундаменте с областью питания в районе Кавказского хребта.

Вслед за гидрогеологами-нефтяниками курортологи стали утверждать, что большинство компонентов Кавказских углекислых вод (особенно соляно-щелочных) имеет первично-морское происхождение и выщелачивается из поглощенного комплекса глинистых пород.

Такое объяснение генезиса Кавказских минеральных вод позволило А. М. Овчинникову (1953 и др.) предположить, что ювенильные летучие компоненты не играют вообще никакой роли в формировании термоминеральных вод. Углекислоте стали приписывать исключительно термометаморфическое происхождение. Обсуждение действительной роли постмагматических (в том числе и ювенильных) продуктов в формировании термоминеральных вод, таким образом, по чисто субъективным причинам было снято с обсуждения.

Гипотеза морских погребенных вод настолько овладела умами, что даже в пределах районов современного вулканизма ведущие гидрогеологи страны — А. М. Овчинников (1961), В. В. Иванов (1961) и др. стали связывать хлоридно-натриевые термы с морским солевым комплексом. Это, естественно, вызвало резкую критику со стороны многих геологов (Власов, 1960; Коржинский, 1962, и др.).

Только в самое последнее время некоторые гидрогеологи стали возвращаться к незаслуженно забытым идеям о постмагматическом происхождении ряда компонентов глубоких термоминеральных вод не только в пределах кристаллических массивов, вулканических и складчатых областей (Ткачук, Толстухин и др., 1961; Толстухин, 1962; Масуренков, 1961; Набоко, 1959; Хитаров, 1961; Гуревич, 1961), но и платформенных участков земной коры (Кротова, 1960; Дерпгольц, 1962; Гавриленко, 1963, 1965; Кудрявцева, 1963, и др.).

3. КРИТЕРИИ РАЗЛИЧИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГЛУБИННЫХ ВОД

Все типы глубинных вод отличаются резко выраженным преобладанием в их составе хлора и натрия (иногда кальция) и высокой минерализацией. Как правило, это соленые или рассольные воды. Такой характер глубинных вод дает право выделять в разрезе земной коры на глубинах 0,5—1,0 км и более гидрохимическую зону под названием гидрохлоросфера (Дерпгольц, 1962). В ее состав включается и океан, т. е. практически вся гидросфера. Такое на первый взгляд однообразие глубоких вод литосферы свидетельствует о первоначальном генетическом единстве всей гидрохлоросферы, источником которой, как показали исследования геохимиков Юри, Руби, Калпа, А. П. Виноградова (1962) и др., могла быть только мантия; ее дегазация под действием радиоактивного тепла и привела к образованию гидросферы, атмосферы и создала необходимую питательную среду для зарождения и развития жизни.

Однако признание единства первоначальных источников и процессов формирования гидрохлоросферы еще не приводит к однозначному решению вопроса о формировании подземной гидрохлоросферы. Генетическое единство гидрохлоросферы может трактоваться двояко:

- 1) как океан, так и подземная гидрохлоросфера образовывались независимо друг от друга, за счет прямой миграции летучих из мантии;
- 2) за счет дыхания мантии образовался океан, и его воды в процессе литогенеза были увлечены с осадками и образовали подземные запасы.

Пожалуй, сейчас уже никто не станет отрицать, что оба эти пути образования глубинных вод имеют место в природе. Надо только оценить масштабы тех и других в зависимости от геотектонического положения территорий и их геолого-гидрогеологических условий. Таким образом, встает задача выявления критериев для разграничения различных типов глубоких хлоридных вод. Она очень сложна и при современном уровне знаний не может быть решена в более или менее законченном виде.

Большинство критериев ювенильности, которые выдвигались Зюсом и другими исследователями, сейчас утратили значение. Это относится к таким геохимическим критериям, как высокое содержание хлора, гидрокарбонатов натрия, бора, сероводорода, редких, рассеянных, благородных и тяжелых металлов, гелия, углекислоты, аммония и других компонентов. Высокая температура и восходящий характер вод, взятые отдельно, также не являются признаками ювенильности.

Еще в тридцатых — сороковых годах Сулин (1946), а также Виноградов (1948) и др. обратили внимание на важное генетическое значение некоторых соотношений геохимически сходных компонентов природных вод. Теоретическим обоснованием этого является то, что в процессе литогенеза первичное соотношение многих растворенных компонентов в выделениях недр, накапливающихся в море, значительно нарушается (соосаждение, сорбция, поглощение организмами и т. д.).

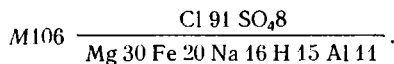
Вопрос о диагностике типов глубоких вод разбирал Д. Е. Уайт (White, 1957), однако он использовал в основном данные зарубежных исследователей. Кроме того, он не подсчитывал некоторых существенных соотношений, а также не приводил данных для кратерных рассолов и жидких включений в минералах постмагматического происхождения.

С учетом этих замечаний нами составлена таблица соотношений элементов в различных типах глубоких вод.

Остановимся на характеристике некоторых соотношений.

Глубинные рассолы осадочной оболочки, как правило, имеют отношение $rNa : rCl$ в пределах 0,9—0,6. Самые крепкие рассолы содержат еще больший избыток хлора над натрием ($rNa : rCl$ до 0,5—0,3 и иногда до 0,1—0,05). Глубинные пластовые воды с отношением $rNa : rCl > 1$ (до 1,5—2) имеют резко подчиненное распространение, преимущественно в прогибах молодых платформ и складчатых областей (Азербайджан, Сахалин, Западная Туркмения и др.). По степени минерализации — это соленые воды и редко слабые рассолы.

В гидротермах областей современного вулканизма $rNa : rCl$ чаще превышает единицу, однако по мере приближения к вулканам оно уменьшается и в кратерных озерах доходит до 0,3—0,1. Для примера приводим состав рассола в кратере Уайт на о. Лузон (Филиппины):



Рассолы, микровключенные в гидротермальные магматогенные минералы, по имеющимся данным, имеют отношение $Na : Cl$ чаще меньше единицы (до 0,2—0,3 в исландском шпате). Но большая группа включений содержит в составе водорастворимых солей также сульфаты и гидрокарбонаты натрия. Таким образом, по величине $rNa : rCl$ типы глубинных вод плохо различаются.

В глубинных рассолах осадочной оболочки отношение $Cl : Br$ обычно 300, а в самых крепких рассолах снижается даже до 70—40. Абсолютные концентрации брома в последних достигают 8—9 г/л.

В водах вулканических горячих источников отношение $Cl : Br$ повышается до 100—10 000 (в среднем 500—1000). В кратерных хлоридных рассолах с минерализацией 70—100 г/л это отношение составляет 1000—2000, т. е. почти на целый порядок выше, чем в глубинных рассо-

Соотношения компонентов солевого состава в различных типах вод

Отношения	Океан	Эвтоника	Глубинные соленые и рассольные воды осадочной оболочки *	Вытяжки из жидких включений в минералах гидротермального проис- хождения**	Кратерные рассолы (> 50 г/л) ***	Конденсаты вулканических газов (фумарольных) ***	Вулканические горячие источники
Cl (г/л)	19,4	до 400	до 400	20—45	до 120	0,5—10 (чаще 2—6)	от 1 до 45
rNa:rCl	0,85	0,04	0,00п—15	0,08—2,0 (чаще 0,2—0,8)	0,02—0,6	0,03—0,3	0,6—20
Cl:Br	294	50	40—300 (редко до 500—600)	—	1000—2000	50—5000 (среднее 800)	100,0—5000
B:Cl	0,00024	—	0,0001—0,02	0,01—0,2	0,000п—0,001	0,0001—0,0005	0,00001—0,2
F:Cl	0,00007 (F 1,4 мг/л)	—	0,00001—0,001	0,3 —1,2	0,001—0,01	0,005—0,3	0,00001—0,0001
NH ₄ :Cl	—	—	0,0015—0,002 (NH ₄ до 500 мг/л)	NH ₄ есть	0,0001—0,0005	0,04—0,4	—
As:Cl	—	—	0,00002—0,0015 (0,00014—0,0006)	—	—	—	0,001—0,1
SiO ₂ :Cl	0,0000 п	—	(SiO ₂ 10—100 мг/л)	0,2—0,8	0,001—0,002	0,08—0,4	(SiO ₂ 100—700 мг/л)
rSO ₄ :rCl	0,1	0,1	0,00000—1,0	0,00—8,0 (чаще 0,07—0,4)	0,1—0,2	0,01—0,4 (в паре до 1—2)	0,01—1,5
rCa:rMg	0,2	0,01	до 2—50 (чаще 4—10)	0,5—20,0	0,2—2,0	1,5—4,0	—
Li:Na	0,00001	—	0,0014—0,001	0,01—0,6	0,02	—	0,003—0,03
rK:rNa	0,036	до 1,0	0,000п—0,п до $\geq 1,0$	0,04—10,0 (чаще 0,3—3)	0,5—0,2	0,1—0,6	0,03—0,3
Fe:Cl	—	—	0,000п—0,00п	0,0003—0,03	0,04—0,2	0,04—0,03	—
Al:Cl	—	—	—	0,0003—0,003	0,1—0,2	0,01—0,1	—
Mn:Cl	—	—	0,000п—0,00п	0,0003—0,003	0,01—0,001	0,0004—0,1	—
Sr:Cl	0,00072	—	0,0001—0,002	0,0003—0,003	(Sr 20—300 мг/л)	0,0п—0,000п	(Sr—0,1—10 мг/л)
Ba:Cl	0,000003	—	0,0005—0,0007	0,003—0,03	(Ba 20—300 мг/л)	0,0п—0,00п	(Ba до 1 мг/л)
rHCO ₃ :rCl	0,043	0,01 (?)	0,0001—1,0	0,4—1,5	—	—	0,01—3,0

* Данные взяты из последних работ гидрогеологов-нефтянников.

** М. С. Гуревич (1961), Д. Н. Хитаров (1965).

*** F. W. Clarke (1924), C. Fox (1951), В. В. Иванов (1961).

**** Л. А. Башарина (1959, 1963) и др.

лах осадочной оболочки. В конденсатах вулканических газов оно колеблется от 50 до нескольких тысяч, в среднем, оставаясь, однако, близким к 700—800.

В свете первично-ювенильного генезиса воды океана это представляется весьма загадочным.

Относительно низкую величину хлорбромного отношения в океане (~300) по сравнению с кратерными водами в какой-то степени можно объяснить процессами галогенеза: при садке каменной соли, составляющей основную массу ископаемых солей, практически весь бром накапливается в остаточной рапе. По подсчетам Дерпгольца, масса твердых солей, выпавших из воды океана за всю геологическую историю, не превышает количества растворенных солей в океане. Таким образом, если условно растворить все ископаемые соли в океане, его хлорбромное отношение не поднимется выше 600.

По другому трактуется различие отношений $\text{Cl}:\text{Br}$ в глубинных рассолах, воде океана и вулканических водах В. В. Красинцева (1964). Она предполагает увеличение хлорбромных отношений в вулканических водах (и, как следствие, в океане) в ходе геологической истории. В нижнем палеозое, например, предполагаются весьма низкие хлорбромные отношения в океане, подобно глубинным рассолам в кембрийских отложениях Сибирской платформы (до 70—40). Однако данное предположение очень слабо обосновано. Для сравнения взяты глубинные рассолы из отложений не только разного возраста, но и разной фациальной принадлежности — от солоноватоводных до соленосных, что совершенно недопустимо, ибо бром, как указывалось выше, накапливается в процессе галогенеза в остаточных рассолах, которые могут захороняться.

Своеобразие геохимии брома (как и, особенно, йода) в зоне гипергенеза заключается в его способности вытесняться из соединений свободными хлором и фтором, а также быстрой окисляемости и летучести свободного брома (точка кипения 67°), что, возможно, и обуславливает весьма высокие отношения $\text{Cl}:\text{Br}$ в конденсатах вулканических газов. У йода свойство летучести выражено еще более резко, поэтому он обнаруживается в водах вулканических районов весьма редко даже в следах.

Однако из атмосферы тяжелый бром сравнительно быстро уходит в составе атмосферных осадков. Интересно, что воды некоторых рек, стекающих по продуктам извержения действующих вулканов, характеризуются (по данным К. К. Зеленова) несколько повышенным содержанием брома и хлорбромными отношениями ниже 200. При подводных извержениях лавы или глубинных интрузиях магмы такого окисления брома не должно быть.

Очень досадно, что до сих пор не сделано определений брома в жидких включениях минералов. По нашей инициативе предпринимались попытки определить бром во включениях кварца пегматитов Волини и исландского шпата Тунгусской синеклизы в геохимической лаборатории ВНИГРИ (аналитик Т. И. Казмина). Ни в одном из образцов бром не был определен даже качественно; хлор же фиксировался в водной вытяжке в количестве нескольких миллиграммов на литр. Чувствительность анализа на бром была недостаточной.

В рассолах осадочной оболочки отношение $\text{Br}:\text{Cl}$ составляет 0,001—0,0001 и обычно повышается в солено-щелочных водах, часто сопровождающих деятельность грязевых вулканов, до 0,005—0,01. В гидротермах областей современного вулканизма и жидких включениях это отношение в среднем составляет 0,01—0,2. В некоторых случаях содержание бора даже соизмеримо с содержанием хлора. В Тосканских fumarолах содержание бора так велико (1,5 г/л), что его извлекают в промышленных масштабах. Бура, улексит и другие минералы бора, наряду с хлористым натрием и аммонием, являются обычными в составе вул-

канических возгонов. В жидких включениях минералов, наряду с галитом и сильвинитом, иногда наблюдаются кристаллики буры. Последние часто встречаются и самостоятельно, без хлоридных солей. Таким образом, величина $B : Cl$ постмагматических растворов на 2—3 порядка выше, чем в глубоких пластовых водах артезианских бассейнов.

Определений фтора в рассолах стратисферы пока имеется немного. В самых крепких рассолах Восточной Сибири отношение $F : Cl$ составляет 0,00001—0,0001. Несколько выше оно в соляно-щелочных водах Кавказа, Зап. Туркмении и Скалистых гор. В частности, в водах грязевых вулканов этих районов оно доходит до 0,001.

В гидротермах областей современного вулканизма это отношение составляет 0,001—0,3. В конденсатах вулканических газов и жидких включениях содержание фтора (до 1,5—3,0 г/л) часто соизмеримо с содержанием хлора ($F : Cl$ до 1,2).

Все глубинные воды обогащены соединениями аммония. В осадочной оболочке отношение $NH_4 : Cl$ составляет 0,0005—0,001. В девонских рассолах Белоруссии оно повышается до 0,01—0,02 (?). Других подобных примеров пока нет. Гидротермы очагов современного вулканизма имеют в сотни раз более высокое отношение $NH_4 : Cl$ (0,05—2,0), хотя абсолютные содержания иона NH_4 в них почти одинаковы. В некоторых фумарольных газах Камчатки ион аммония является преобладающим в катионном составе. Весьма велико содержание аммония и в конденсатах вулканических газов (до 3 г/л, $NH_4 : Cl$ до 0,4). Неудивительно, что соединения аммония обычны в составе твердых вулканических возгонов (нашатырь).

Данных о содержании мышьяка в глубоких водах осадочной оболочки очень мало. В глубинных рассолах кембрийских отложений Восточной Сибири его содержится 11,2—24,3 мг/л (Щербаков, 1961). При этом отношение $As : Cl$ обычно составляет 0,0003—0,0001. В водах областей современного вулканизма это отношение повышается до 0,1—0,001 (Синегорские источники, Дюркгейм и др.), т. е. на 1—3 порядка выше, чем в глубинных рассолах артезианских бассейнов. В водах, связанных с влиянием магматизма, отношение $Li : Na$ также на 1—2 порядка выше, чем в глубинных рассолах артезианских бассейнов (см. таблицу).

Существенные различия имеются и в отношениях других компонентов между водами, формирующимися под влиянием магматизма, и глубинными пластовыми водами устойчивых областей ($SiO_2 : Cl$; $Mg : Ca$; $K : Na$; $SO_4 : Cl$ и др.; см. таблицу).

Из приведенных в таблице цифр намечаются довольно отчетливые черты различия между постмагматическими растворами и глубокими пластовыми рассолами осадочной оболочки. Эти два типа вод, несмотря на большое сходство, содержат ряд элементов в совершенно различных соотношениях друг с другом. Значит ли это, что между этими водами не может быть прямой связи без посредства океана?

Для выяснения этого вопроса необходимо рассмотреть возможные, хотя бы с точки зрения законов растворимости, процессы метаморфизации постмагматических растворов в недрах осадочной оболочки. Эти процессы должны заключаться в обогащении растворов бромом (источник которого совершенно не ясен), выпадении минералов серы, бора, фтора, аммония, мышьяка, лития, кремния и т. д. Но уже сейчас можно определенно сказать, что скопления этих минералов, за редкими исключениями, в глубоких рассолоносных горизонтах отсутствуют. Кроме того, рассолоносные коллекторы не несут следов гидротермального воздействия сколько-нибудь высоких температур, а магматизм во время и после образования чехлов артезианских бассейнов проявлялся очень слабо и локализованно. Чаще породы чехла по степени метаморфизма не выходят за пределы стадии бурых (длиннопламенных) углей. Даже весьма глубокие преобразования осадочных пород до стадии позднего

эпигенеза — раннего метаморфизма в глубоких погружениях платформ протекают без привноса вещества из глубоких недр Земли (Копелиович, 1958).

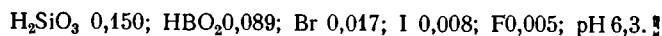
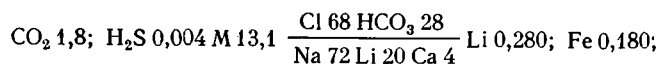
Остается последнее предположение, что метаморфизация гидротермальных постмагматических растворов до стадии глубинных рассолов осадочной оболочки происходит и полностью заканчивается еще в пределах кристаллического фундамента, до вступления в осадочный чехол, на глубинах до 10—20 км. К сожалению, это предположение пока невозможно проверить. Но, по геологическим данным (Вольфсон, 1962), гидротермальное оруденение локализуется, как правило, на гораздо меньших глубинах (2—3 км, очень редко до 4,5—6 км).

Если все же допустить возможность очень глубокого формирования рудных тел, неизменно встает вопрос о том, все ли компоненты должны выпасть при их движении к поверхности Земли и последующем охлаждении. Определение растворимости соединений бора, лития, аммония в растворах хлористого натрия, близких к природным, в лабораторных и технологических условиях показывает, что они могут присутствовать в количестве нескольких десятков граммов на литр. Эти данные явно не в пользу гипотезы постмагматического происхождения бромных пластотых рассолов, которая ранее поддерживалась и нами (Капченко, 1962).

Как показывают все приведенные выше данные, между глубокими пластотыми рассолами устойчивых областей и постмагматическими растворами существуют большие геохимические различия. Вероятнее, всего, рассолы осадочной оболочки имеют седиментационное происхождение. Области распространения самых крепких рассолов и галогенных (соленосных и гипсоносных) отложений совпадают (Зайцев, 1958; Вальяшко, 1963). Повышенное содержание брома в них (и низкое отношение Cl : Br) связано с накоплением брома в остаточных маточниках после садки каменной соли. Отношение Cl : Br в каменной соли составляет 5000—2000. Бромистый натр обладает очень слабым изоморфизмом с галитом. Несколько лучше изоморфизм KBr с KCl, поэтому в сильвинитах Cl : Br $\approx$ 1000—500. Бромный карналлит обладает еще большим изоморфизмом с карналлитом ($\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), в котором Cl : Br 350—270, а бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), высаживающийся уже из эвтоники — крайней стадии концентрирования морской воды (500—600 г/л) — имеет отношение Cl : Br до 100 и менее и содержит брома до 0,4—0,5%, а иногда и более. Насыщенный раствор природного бишофита содержит 4—6 г/л и более брома. Очевидно, остаточные рассолы после садки калийно-магнезиальных солей содержат еще больше брома.

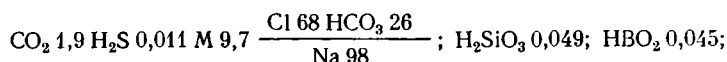
Преобразование магниевых растворов в кальциевые происходит главным образом за счет процессов доломитизации карбонатных пород и рассеянных карбонатов терригенных пород¹, что установлено термодинамическими расчетами и экспериментами (Капченко, 1964).

Помимо районов современного вулканизма, постмагматическую природу, возможно, в какой-то степени имеют глубокие трещинные воды, встреченные в Тырны-Аузском молибденовом месторождении в палеозойском фундаменте Кавказа, прорванном интрузиями гранитоидов, на глубине 764,3—834,0 м. Вода самоизливалась с дебитом 1,44 м³/сутки (очень малый) и имела следующий состав:



¹ Как показывают исследования литологов, рассеянные карбонаты содержатся в количестве нескольких процентов (до 5—10 и более) в любой осадочной породе. Этих количеств карбонатов вполне достаточно для метаморфизации поровых вод, особенно при низкой пористости отложений.

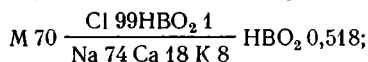
Вместе с водой выделялся вначале водород, а затем уголекислота. По составу этот раствор близок к эссендукской минеральной воде № 17 (КМВ), заключенной в меловых и третичных отложениях, и имеющей следующий состав:



Br 0,005; Li 0,0035; I 0,0025.

Несомненно, хлор вулканического происхождения присутствует в минеральных хлоридно-натриевых уголекислых источниках Центрально-го Кавказа (Приэльбрусье) с минерализацией до 23 г/л (Маскуренок, 1961).

Вероятно, постмагматическое происхождение имеют термальные рассолы в префектуре Арима в Японии (Nakamura, Mayeda, 1964) в ассоциации с уголекисло-водородным газом и гидротермальными сульфидами свинца и цинка в трещиноватых липаритах. Приводим их состав:



Br 0,072; pH 6,5; T 94°.

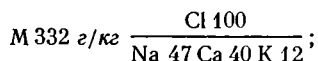
Концентрация воды источников и содержание брома в них находится в прямой зависимости от температуры.

Возможно, некоторое участие постмагматические растворы принимают в формировании пресных азотных термоминеральных вод (акротерм) гранитных массивов, содержащих до 12—18 мг/л фтора (иногда превышающего содержание хлора), имеющих в основном, гидрокарбонатно-натриевый состав. К такому выводу приходят В. А. Кирюхин, А. А. Резников (1960) и М. С. Гуревич (1961). Однако его нельзя считать окончательным. Необходимо провести опыты по гидротермальному выщелачиванию из гранитов рассеянного фтора, содержание которого там в 3—4 раза выше, чем хлора.

Наконец, нельзя не упомянуть о растворах, вскрытых глубокой скважиной, в районе Салтон-Си в Калифорнии (White и др., 1963). В этой скважине, предназначенной для поисков горячего пара, глубиной 1570 м в нижней части была зафиксирована температура 270—370°С. Из скважины был получен высокоминерализованный раствор — рассол с паром, при движении которого по трубам происходило отложение сульфида железа и меди (борнита?), содержащего высокий процент Ag, Pb, Zn, Au, As, V, Be, Bi Sb и других элементов.

В газовом составе раствора преобладала уголекислота (80—93%) с примесью метана, аммиака и сероводорода.

Гидрохимическая формула этого раствора следующая:



rNa : rCl = 0,47; K : Na = 0,43

Li : Na = 0,006; B : Cl = 0,0028.

Полуколичественный спектральный анализ сухого остатка показал следующее (в мг/кг раствора): Fe 3000; Ag 2; B 500; Ba 200; Cr 0,5; Cu 20; Ni 2; Pb 100; Sr 2000; Zn 500; Mn 1000.

По соотношению элементов солевого состава и микроэлементам этот рассол стоит ближе к растворам глубинного постмагматического происхождения, чем к пластовым рассолам платформенных зон. Некоторую аналогию можно провести лишь с меж- и посолевыми рассолами Восточной Сибири, Средней Азии и Мичигана, содержащими высокие концентрации калия; последние отличаются лишь несравненно более низ-

кими содержаниями бора, лития, железа, свинца, цинка и других микроэлементов. Но третичные отложения Калифорнии в районе скважины не содержат галогенных пород; они представлены сильно измененными алевролитами хлоритовой стадии метаморфизма.

Вероятнее всего, раствор Салтон Си имеет постмагматическое происхождение. Но этот вывод надо рассматривать как предварительный, до получения большего количества данных. Кроме перечисленных районов, возможно, в какой-то степени постмагматические растворы примешиваются к седиментационным водам некоторых грязевых вулканов, в газовом составе которых резко преобладает углекислота, а в солевом составе обнаружено высокое содержание бора. Такие вулканы известны на Южном Сахалине (Шилов и др., 1961), а по последним данным, — на Аляске в долине р. Коппер и на Керченском п-ове.

Вторая группа геохимических критериев различия типов глубоких вод — соотношение изотопов кислорода и водорода воды — изучена весьма слабо. Имеющиеся данные (Уклонский, 1953; Ранкама, 1956; Гонсовская, 1956; Гринберг и Петриковская, 1957; White, Craig, 1959; Kokubu, Maeda, Urey, 1961; Алексеев и Концова, 1962; Бабинец, 1963 и др.) показывают, что все типы глубинных вод — океанические, глубокие воды артезианских бассейнов, жидкие включения и гидротермы областей современного вулканизма — обогащены относительно пресных вод зоны гипергенеза тяжелыми изотопами: H^2 и O^{18} . Но данных для сколько-нибудь подробной характеристики отдельных типов глубинных вод явно недостаточно.

Наконец, следует остановиться еще на одной группе геохимических критериев возможного различия типов глубинных вод: составе растворенного и свободного газа, сопровождающего термальные воды.

Как правило, глубинные пластовые рассолы характеризуются азотно-метановым составом газа с примесью тяжелых углеводородов (до 5, реже 10%) и углекислоты (1—5%). Отношение $Ag : N_2$ гораздо ниже, чем в воздухе (0,01).

Термальные воды областей современного вулканизма характеризуются преобладанием углекислоты в составе газа. Самые высокотемпературные вулканические газы содержат водород, окись углерода, сероводород, двуокись серы, хлористый водород, аммиак и др. Содержание метана в вулканических газах, как правило, не превышает нескольких процентов. Отношение $Ag : N_2$ обычно выше, чем в воздухе (до 0,015—0,02). Последнее обстоятельство дало повод В. Г. Ткачук (1960) высказать предположение о ювенильном происхождении слабоминерализованных углекислых и азотных термоминеральных источников Прибайкалья и Забайкалья.

Газы жидких и газовых включений магматогенных минералов состоят также из углекислоты, водорода и азота с незначительной примесью метана. Лишь в некоторых редких случаях они содержат в качестве главного компонента метан и тяжелые углеводороды, например включения в щелочных породах Хибинского и Ловозерского массивов.

Однако в последние годы вопрос о генезисе щелочных изверженных пород стал дискуссионным. Некоторые исследователи считают, что щелочные породы образуются за счет магматического замещения и палингенеза древних соленосных толщ (Пильтенко, 1962), содержащих расщепленные углеводороды органического вещества.

Тем не менее, вопрос о возможности преобразования в недрах земной коры (в подвижных зонах) глубинных газов с образованием углеводородов имеет большое значение и должен подвергнуться всестороннему обсуждению.

Таким образом, и по газовому составу глубинные пластовые воды артезианских бассейнов резко отличаются от растворов, связанных с влиянием магматизма в подвижных областях.

4. О ЮВЕНИЛЬНОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ НЕМАГМАТОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В какой же степени ювенильными являются собственно постмагматические гидротермальные растворы?

Гранитизация и другие типы замещения осадочных пород изверженными под действием глубинных сквозьмагматических растворов сопровождается отделением в постмагматическую стадию, наряду с ювенильными, и вод, содержавшихся в осадочных и метаморфических породах (возрожденных). Соотношение этих типов вод в формировании постмагматических гидротерм является остро дискуссионным вопросом, который пока только поставлен на обсуждение (Поспелов, 1963). Существуют самые крайние точки зрения на генезис гидротерм (Вольфсон, 1962; Судовиков, 1963), оправдывающие себя лишь в частных случаях.

Естественно, растворы, отделяющиеся от ювенильной базальтовой, или перидотитовой магмы, внедряющейся в земную кору по глубинным разломам, будут являться ювенильными в полном смысле этого слова.

Сейчас уже нельзя отрицать существования термальных растворов (и образованных ими рудных и нерудных месторождений), сформировавшихся в осадочных и метаморфических породах вне влияния агентов магматизма (Пустовалов, 1964). Такие растворы имеют возрожденно-седиментационный генезис, а образованные ими месторождения часто имеют своеобразные черты в минеральном парагенезисе и составе жидких включений, приближающихся к седиментационным водам (White, 1958).

В общем случае пока можно лишь остановиться на признании смешанного ювенильно-возрожденного генезиса термальных минералообразующих растворов.

Подводя итог изложенному, мы вносим главную поправку в развиваемые нами ранее (Капченко, 1962) представления: несомненную роль постмагматические растворы играют лишь в формировании подземных вод подвижных областей и, как правило, не имеют отношения к подземным водам устойчивых областей (артезианских бассейнов). Миграция ювенильных вод из недр Земли мыслима только в связи с явлениями магматизма путем фильтрации по глубинным разломам и ослабленным зонам земной коры в условиях активного тектогенеза.

В этом главное отличие наших представлений от взглядов Дерпгольца, который предполагает равномерную по поверхности мантии диффузию растворов в литосферу, независимо от проявлений магматизма и подвижности земной коры как в устойчивых платформенных, так и в подвижных геосинклинальных областях.

5. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Изучение взаимодействия изверженных и осадочных пород с гидротермами, отвечающими по составу и температуре различным типам природных глубоких вод (щелочных растворов, акротерм, хлоридно-натриевых и хлоридно-натриево-кальциевых рассолов и т. д.). Поведение при этом различных микроэлементов, особенно брома, фтора, бора, тяжелых металлов и т. д.

2. Дальнейшее детальное всестороннее изучение состава жидких включений в минералах, особенно содержания в них брома, иода и других микроэлементов. Подсчет соотношений между различными элементами.

3. Изучение изотопного состава различных типов глубоких вод, особенно гидротерм современного вулканизма, жидких включений и глубинных рассолов артезианских бассейнов.

4. Дальнейшее уточнение количественных соотношений воды и хлора в подземной гидрохлоросфере.

5. Детальное изучение микроэлементов глубинных рассолов устойчивых областей, особенно металлических: цинка, свинца, меди, ртути и т. д.; разработка чувствительных методов спектрального анализа рудных элементов в солевых сухих остатках от испарения глубинных рассолов. Выяснение связи содержания различных элементов с температурой и составом вод, содержанием их во вмещающих породах и характером самих пород.

6. Выяснение действительной роли процессов литогенеза в формировании и изменении состава глубинных пластовых вод и влияние последних на процессы глубинного эпигенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А., Концова В. В. О распределении дейтерия в пластовых водах нефтяных месторождений. Ядерная геофизика. Гостехиздат, 1962.
- Бабинец А. Е. К вопросу о распределении тяжелой воды в подземной гидросфере. Вопр. геохимии, минералогии и петрографии. Изд. АН УССР, Киев, 1963.
- Башарина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивуча. Тр. Лабор. вулканол., вып. 13, 1959.
- Башарина Л. А. Эксталации на побочных кратерах Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. В кн.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». 1963.
- Валашко М. Г. Генезис рассолов осадочной ободочки. В кн.: «Химия земной коры», т. I. Изд. АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. История природных вод. Избр. соч., т. IV. Изд. АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения. (О значении коэффициентов пропорциональности.) Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. I, 1948.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного рудообразования (на примерах Камчатки и Курильских островов). Матлы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов. Магаданск. обл. изд-во, 1960.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гавриленко Е. С. О генезисе подземных вод глубинных зон. Докл. АН УССР, № 7, 1963.
- Гавриленко Е. С. Гидрохимические показатели нефтеносности по солевому и изотопному составам подземных вод. Изд. «Наукова думка», Киев, 1965.
- Герасимов А. П. Минеральные воды и их связь с геологической структурой. В Сб. Тр. V Всес. научно-орг. съезда по курортн. делу. ОНТИ, 1926.
- Гонсовская Г. А. К вопросу о «ювенильности» камчатских терм. Геол. сб. Львовск. ун-та, № 2—3, 1956.
- Гринберг И. В., Петриковская М. Е. Исследования генетических соотношений изотопного состава воды (H:D) в минералах органического и неорганического происхождения. Геол. ж. АН УССР, т. 17, вып. 4, 1957.
- Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., вып. 61, 1961.
- Гуревич В. И. О происхождении хлоридных кальциевых рассолов. Сов. геология, № 8, 1963.
- Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. Докл. АН СССР, т. 142, № 6, 1962.
- Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.
- Защев И. К. Некоторые закономерности распределения и формирования подземных рассолов на территории СССР. Бюлл. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 1, 1958.
- Иванов В. В. Вертикальная гидрохимическая зональность в районе действующих вулканов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 32, вып. 3, 1957.
- Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. Тр. Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.
- Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. Сов. геология, № 3, 1962.
- Капченко Л. Н. О генезисе глубинных рассолов Сибирской платформы. Геохимия, № 11, 1964.
- Кирихин В. А., Резников А. А. Микрокомпоненты в лечебных водах курорта «Кульдур». Инф. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 31, 1960.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-за-

- пада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1961.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1962.
- Красинцева В. В. О геохимии хлора и брома. Геохимия, № 2, 1964.
- Кротова В. А. Гидрогеологические критерии нефтеносности. Гостоптехиздат, 1960.
- Кудрявцева Н. О происхождении минеральных вод, флюорита и железных руд на Окско-Цнинском вале. Тез. докл. на 9 конф. младших науч. сотр. и ст. инженеров, ВСЕГИНГЕО, 1963.
- Масуренков Ю. П. Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1961.
- Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Изд. АН СССР, 1959.
- Овчинников А. М. К вопросу о «ювенильных» водах. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. Изд. АН СССР, 1953.
- Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.
- Огильви А. Н. Минеральные источники района Кавказских минеральных вод и их происхождение. Севкавказ. Пятигорск, 1935.
- Пильтенко М. К. О происхождении щелочных горных пород. Тр. Донецк. политехн. ин-та, вып. 64, 1962.
- Поспелов Г. Л. Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений. Геол. и геофиз., № 10, 1963.
- Пустовалов Л. В. О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки. Сов. геология, № 8, 1964.
- Ранкама К. Изотопы в геологии. Изд. иностр. лит., 1956.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и геосинклинальное развитие. В сб.: «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. I. Изд. Лен. ун-та, 1963.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1946.
- Ткачук В. Г. Минеральные воды южной части Восточной Сибири, их формирование и практическое использование. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.
- Ткачук В. Г., Толстихин Н. И. и др. Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. I. Изд. АН СССР, 1961.
- Толстихин О. Н. Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 10, Якутск, 1962.
- Уклонский А. С. Предварительные исследования изотопного состава поверхностных и подземных вод Узбекистана. Зап. Узб. отд. все. минерал. о-ва, вып. 4, 1953.
- Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.
- Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газосов-жидких включений в минералах на современном этапе. В сб. «Минеральные микровключения». Изд-во «Наука», 1965.
- Шилов В. Н., Захарова М. А., Ильев А. Я., Подзоров А. В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. Тр. Сахал. комплексн. НИИ, вып. 10, 1961.
- Щеглов Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. ОНТИ, 1939.
- Щербakov А. В. Гидрогеологические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. Госгеолтехиздат, 1961.
- Clarke F. W. The data of Geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull., N 770, 1924.
- Fox C. Water. London, 1951.
- Kokubu N., Mayeda T., Urey H. C. Deuterium content of minerals, rocks and liquid inclusions from rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 21, N 3—4, 1961.
- Nakamura H., Maeda K. Thermal Waters and Hydrothermal Activities in Ariama Hot Spring Area, Hyogo Prefecture. Bull. Geol. Surv. Japan, v. 12, N 7, 1961.
- Suess E. Ueber heisse Quellen. Verhandlungen der Gesellschaft der Naturforschungs und Aerzte, I, 74, vers. zu Karlsbad. Leipzig, 1902.
- Washburne C. W. Chlorides in Oil-Field Waters. Transact. Amer. Inst. Min., Met. Eng., v. 40, pp. 687—693, 1914.
- White D. E. Magmatic, connate and metamorphic waters. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, N 12, 1957.
- White D. E. Liquid of inclusions in sulfides from Tri-State (Missouri—Kansas—Oklahoma) is probably connate in origin. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, N 12, 1958.
- White D. E., Craig H. Isotope geology of the Steamboat Springs Area, Nevada. Econ. Geol., v. 54, N 7, 1959.
- White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal Brine Well: Mile-deep Drill Hole may tap Ore-bearing magmatic Water and Rocks undergoing Metamorphism. Science, v. 139, N 3558, 1963.

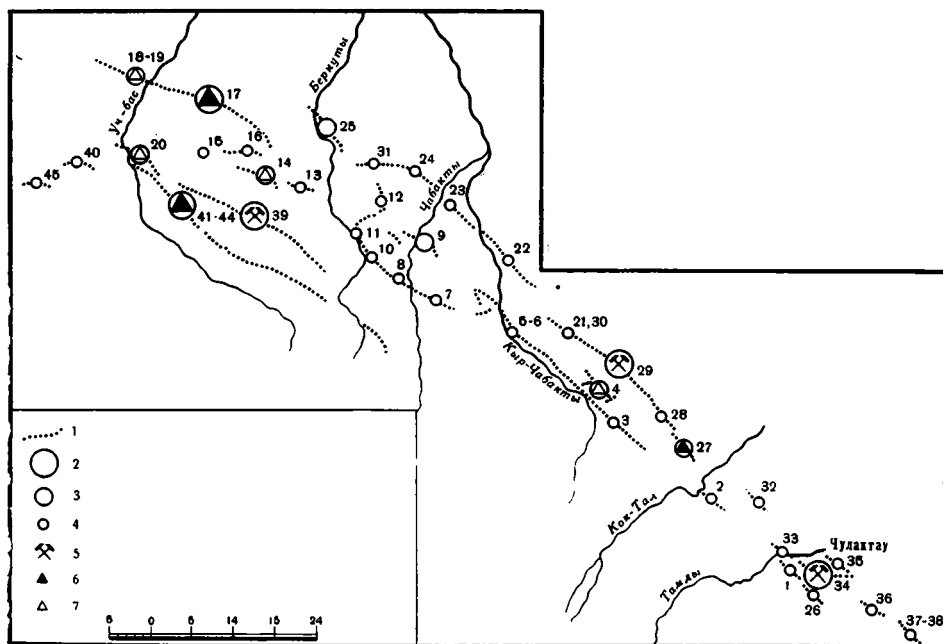
УДК 553.641 (574.12)

ФОСФОРИТНЫЕ РУДЫ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРАТАУ

Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, А. М. ТУШИНА

1. ВВЕДЕНИЕ

Фосфоритоносный бассейн Каратау, располагающийся на территории Джамбульской области Казахской ССР, является одной из крупнейших баз для производства минеральных удобрений. Он приурочен к северо-восточной ветви хр. Каратау (Малый Каратау) и образует полосу длиной около 120 км и шириной до 20—25 км. В результате тектонических и эрозионных процессов на площади бассейна обособляется 45 месторождений, различных по своей геологии, качеству и запасам (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема размещения месторождений Каратауского фосфоритоносного бассейна:
1 — Тамды, 2 — Кок-Тал, 3 — Кыр-Чабакты I, 4 — Тье-Сай, 5 — Кыр-Чабакты II, 6 — Кыр-Чабакты III, 7 — Джетым-Тал, 8 — Кара-Шат, 9 — Джилан, 10 — Беркуты II, 11 — Беркуты I, 12 — Дегерес, 13 — Котур-Тас, 14 — Ак-Джар, 15 — Архарлы-Сай, 16 — Джар-Тас, 17 — Кок-Су, 18—19 — Уч-Бас, 20 — Герес, 21 — Аксай I, 22 — Ала-Джар, 23 — Ак-Тас, 24 — Батыр-Бай I, 25 — Беркуты сев., 26 — Арба-Тас, 27 — Тешик-Тас, 28 — Чийли-Булак, 29 — Аксай III, 30 — Аксай II, 31 — Батыр-Бай II, 32 — Сулеймансай, 33 — Насын-Куль, 34 — Чулактау I, 35 — Чулактау II, 36 — Котур-Булак, 37 — Джетым-Чоку I, 38 — Джетым-Чоку II, 39 — Джаны-Тас, 40 — Баба-Ата, 41—44 — Кок-Джон, 45 — Кесик-Тюбе; 42 — Кис-Тас, 43 — Арал-Тюбе, 44 — Ат-Кум, 45 — Караул-Тюбе. 1 — выход фосфоритных пластов; месторождения: 2 — крупные, 3 — средние, 4 — мелкие, 5 — эксплуатируемые, 6 — детально разведанные, 7 — предварительно разведанные

Основные запасы руд (более 75%) сосредоточены на пяти главнейших месторождениях: Чулактау, Аксай, Кок-Су, Джаны-Тас и Кок-Джон. Первые два расположены на юго-востоке бассейна, остальные — в его северо-западной части.

Фосфоритоносные отложения в Малом Каратау подстилаются пестроцветными песчано-сланцевыми породами каройской серии ($См_1$) и перекрываются мощной толщей карбонатных пород тамдинской свиты ($См_{2+3}-O_2$).

В фосфоритной серии, выделяемой в чулактаускую свиту ($См_{2tsh}$)¹, различаются следующие горизонты снизу:

1. Горизонт массивных, светло-серых и серых, местами слабо фосфатизированных доломитов (до 1—5% P_2O_5) мощностью 2—20 м.

2. Кремневый горизонт; кремни массивные и плитчатые от светло-серых до черных, обогащенных фосфатом (1—6% P_2O_5). Мощность горизонта непостоянна и составляет 6—7, максимально 25 м.

3. Продуктивный горизонт — пластовые фосфориты, чередующиеся с фосфато-кремнистыми породами. Это главный, наиболее выдержанный и непостоянный по своему строению горизонт; на одних месторождениях он разделяется на ряд более дробных пачек и слоев, на других — представлен сплошными фосфоритами. Мощность его колеблется от 0,5—1 до 45—60 м. В кровле горизонта местами развит маломощный (до 1—2 м) слой железисто-марганцовистых пород.

2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты Каратауского бассейна представлены пластовыми разностями. Состав их изменчив не только на различных месторождениях, но и на отдельных участках одного и того же месторождения.

Разновидности, состоящие из однородной массы фосфата микро- и криптокристаллической или колломорфной структуры, встречаются сравнительно редко. Преобладающее развитие имеют фосфориты зернистой и оолитовозернистой структуры, основная масса фосфата в которых сконцентрирована в виде мелких (0,1—0,2 мм) зерен и оолитов.

Широко развиты также средне- и грубозернистые фосфориты, в составе которых существенное значение имеют мелкие окатанные обломки фосфоритов и фосфатные зерна разного размера и разных генераций, образовавшиеся за счет перемыва ранее отлагавшихся фосфоритных слоев. С увеличением размера окатанного фосфоритного материала они переходят в фосфоритные гравелиты и конгломераты.

Зернистый материал в фосфоритах цементируется карбонатом, халцедоном или фосфатом; нередко цемент смешанный: кремнисто-фосфатный, карбонатно-фосфатный или кремнисто-карбонатно-фосфатный.

Характерно, что среди мелкозернистых фосфоритов преобладают разновидности с фосфатным и кремнисто-фосфатным цементом, а среди средне- и крупнозернистых — с карбонатным.

В составе зернистого материала встречаются субмономинеральные фосфатные зерна, примесь нефосфатного материала в которых не превышает 5% от массы зерна, а также кремнисто-фосфатные, кремнисто-карбонатно-фосфатные и карбонатно-фосфатные, содержание фосфата в которых изменяется от 95 до 50—40%. Наряду с зернистым фосфатным материалом в фосфоритах присутствуют и явно обломочные зерна кварца, кремня, полевых шпатов, листочки слюды и др.; однако содержание последних, как правило, не превышает 3—5%.

В связи со значительной изменчивостью мощности фосфоритной толщи, состава и качества пластов, обусловленной первичной фациальной

¹ Некоторыми исследователями (Келлер, Покровская, 1965) фосфоритоносные отложения Малого Каратау отнесены к нижнему кембрию, а подстилающая их каройская серия — к верхней части протерозоя.

изменчивостью, а также последующими изменениями под влиянием метаморфизма (вблизи контакта с интрузиями каледонских гранитоидов) и процессов современного выветривания, фосфоритные руды месторождений Каратауского бассейна существенно различаются между собой.

3. ТИПЫ РУД ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В основу выделения типов руд были положены различные принципы.

1. Ксндиями для месторождений Каратауского бассейна предусмотрена минимальная мощность фосфоритного пласта 2 м при бортовом содержании P_2O_5 15% и среднем содержании не ниже 23%. Кроме того, предусматривается выделение запасов высококачественных руд с содержанием P_2O_5 не менее 28,9%, которые могут использоваться для производства суперфосфата без предварительного обогащения.

2. Фосфоритные руды Каратау пригодны для всех видов технологической переработки. Однако для производства концентрированных удобрений на основе кислотной переработки они требуют предварительного обогащения. Наиболее перспективным методом обогащения руд Каратау является флотация, для которой существенное значение имеют размер и форма фосфатных зерен, минеральный состав нефосфатных компонентов и структурные соотношения в руде различных минералов (характер взаимного прорастания).

3. Вредными примесями при кислотных методах переработки фосфоритов являются: карбонаты, вызывающие повышенный расход серной кислоты, окись магния, наличие которой ухудшает физические свойства суперфосфата, и кислотнорастворимые полутонные окислы (сумма $Fe_2O_3 + Al_2O_3$), резко ухудшающие качество суперфосфата при хранении.

Ниже приводится краткое описание вещественного состава фосфоритных пластов главных месторождений Каратауского бассейна и дается характеристика развитых на них типов руд.

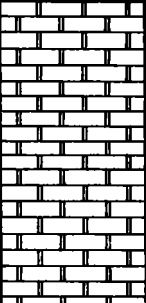
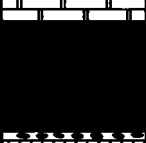
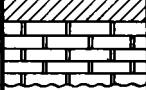
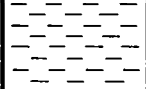
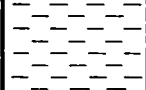
На месторождении Чулактау выделяется один фосфоритный пласт мощностью 10—12 м, включающий верхнюю фосфоритную и частично фосфато-кремневую и нижнюю фосфоритную пачки (фиг. 2).

В восточной части месторождения он сложен в основном мелкозернистыми оолитовозернистыми фосфоритами, состоящими из мелких (0,04—0,22 мм) фосфатных, кремнисто-фосфатных и кремнисто-карбонатно-фосфатных зерен и оолитов, сцементированных карбонатом. Второстепенное значение имеют слои оолитовозернистых фосфоритов с фосфатным, кремнисто-фосфатным и кремнистым цементом, а также средние и крупнозернистые фосфатные породы. Подчиненную роль играют слои фосфатных кремней.

В западной части месторождения в составе фосфоритного пласта наряду с мелко- и среднезернистыми фосфоритами существенное значение имеют метаморфизованные фосфориты, фосфатное вещество в которых представлено апатитом, образующим мелкие (до 0,01—0,02 мм) кристаллики, промежутки между которыми выполнены кварцем, карбонатом или гидроокислами железа (в глубоких зонах пиритом). Нередко наблюдается флюорит, образующий тонкие прожилки и вкрапления, а также ряд других минеральных новообразований: скapolит, тремолит, серпентин и т. д. По среднему химическому составу руды фосфоритного пласта в восточной части месторождения содержат P_2O_5 24—27%, нерастворимого остатка 15—20%, CO_2 6—8%; в западной половине содержание P_2O_5 составляет 26—28%, нерастворимого остатка 10—15% и CO_2 8—10%.

На месторождении Аксай также выделяется один фосфоритный пласт, включающий верхнюю карбонатно-фосфатную, кремнисто-карбонатно-фосфатную, нижнюю карбонатно-фосфатную и местами верхнюю

часть фосфато-кремневой пачки средней мощностью 12—15 м (фиг. 3). В его составе преобладают средне- и крупнозернистые фосфориты, состоящие из фосфатных, карбонатно-фосфатных и кремнисто-фосфатных зерен и обломков фосфоритов более ранних генераций, сцементированных карбонатом; в северо-западной части месторождения существенное

Серия	Сдвиг	Горизонт, пачка	Разрез	Мощность, м	Породы
Тамдинская Ст ₂₊₃ -О ₂	Шибантинская Ст ₂₊₃ -О ₂			500	Доломиты серые и светло-серые
				13	Доломиты буровато-серые с линзовидными прослоями кремней
	Чулактауская Ст ₂	Верхняя фосфоритная		до 1 — 10	Доломиты железистые Фосфориты высококачественные карбонатные, в основании прослой фосфоритного конгломерата (мощностью 0,3—0,5 м)
		Фосф. кремн.		2-7	Переслаивание кремней и фосфоритов
		Нижн. фосф.		3	Фосфориты серые карбонатные
		Кремне-вый		7-8	Кремни темно-серые и черные
	Малларойская Ст ₁	Нижн. доломиты		5	Доломиты и доломитизированные известняки, местами окремненные
				450	Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняка

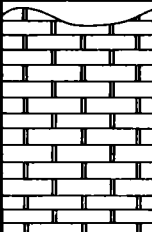
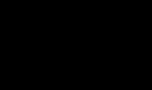
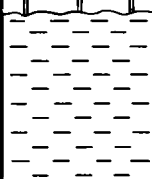
Фиг. 2. Сводная стратиграфическая колонка фосфоритоносных отложений месторождения Чулактуу

значение имеют зернистые фосфориты с кремнистым или фосфато-кремнистым цементом.

В связи с глубоким положением уровня грунтовых вод интенсивное развитие здесь получили процессы современного выветривания, в результате которых в первую очередь разрушились доломиты с частичным новообразованием кальцита, а затем был выщелочен также и кальцит (Смирнов, 1959). Вследствие этого состав руд фосфоритного пласта изменяется не только на протяжении месторождения, но наблюдается также зональность, выражающаяся главным образом в распределении карбонатов по отношению к земной поверхности: в рудах глубоких зон карбонаты представлены в основном доломитом, а в поверхностной — содер-

жание карбонатов снижается и наряду с доломитом существенное значение приобретает кальцит.

Среднее содержание карбонатов в фосфоритном пласте на большей части месторождения составляет 9—11% CO_2 ; в поверхностной зоне оно снижается до 7—9% с резкими минимумами до 2—3% в тектонически

Серия	Свита	Горизонт, пачка	Разрез	Мощность, м	Породы
Тамбикская Ст_{23-02}	Шабактинская			40-60	Темно-серые доломиты с прослоями конгломератов и седиментационных брекчий
				1-5	Доломиты песчанистые
	Чулактауская Ст_2	Верхн. карбонат. фосфат.		1,5-6	Фосфориты карбонатные с линзовидными прослоями конгломератов и доломитов
		Кремн. карбонат. фосфат.		3-12	Фосфориты кремнисто-карбонатные плитчатые
		Нижн. карбонат. фосфат.		2-10	Фосфориты карбонатные, местами переходящие в фосфоритный конгломерат и гравелит
		Фосфат. кремнеб.		0,5-0,9	Переслаивание фосфатных кремней и фосфоритов
		Кремнеб.		4-5	Кремни темно-серые и черные
		Нижн. доломиты		7	Доломиты окремненные, местами переходящие в доломитизированные известняки
Нарийская Ст_1	Малокорайская Ст_1				Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и доломитизированных известняков

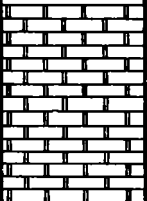
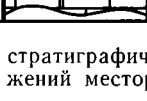
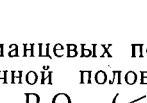
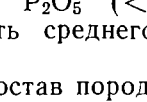
Фиг. 3. Сводная стратиграфическая колонка фосфоритоносных отложений месторождения Аксай

раздробленных участках, где процессы выветривания и выщелачивания проявились наиболее сильно.

Среднее содержание P_2O_5 в рудах обычно колеблется в пределах 23—25% и только на крайнем северо-западе месторождения и в его глубоких зонах оно местами снижается до 21—22%, а в поверхностной зоне возрастает до 27—29%. Среднее содержание нерастворимого остатка равномерно увеличивается от 8—12% на юго-востоке до 16—20% на северо-западе.

На месторождении Джаны-Тас выделяются два фосфоритных пласта, разделенных фосфатно-сланцевыми породами, представляющими собой бедную фосфоритную руду (фиг. 4) (Гиммельфарб, Тушина, Смирнов, Маймистова, 1962). Верхний фосфоритный пласт развит в центральной

и северо-западной частях месторождения на протяжении 18 км и соответствует верхней фосфоритной пачке. Мощность его колеблется от 7—8 до 17—18 м. Мощность нижнего фосфоритного пласта, в состав которого входит основная часть нижней фосфоритной пачки, а также значительная часть фосфато-кремневой пачки в юго-восточной части месторождения составляет 15—20 м, к северо-западу сокращается до 6—3 м и менее.

Серия	Сдвиг	Горизонт, пачка	Разрез	Мощность, м	Породы
Тамдинская $Ст_2+3-0_2$	Шабактинская $Ст_2+3-0_2$			>2000	Доломиты серые песчанистые
				8-10	Доломиты окремненные, в основании железные и марганцевистые
	Чулактууская $Ст_1$	Верхняя фосфоритная		7-17	Фосфориты темно-серые и черные
		Фосфатно-сланцевая		5-16	Фосфато-кремнистые сланцы с прослоями фосфоритов
		Нижняя фосфоритная		8-16	Фосфориты темно-серые и черные с прослоями фосфато-кремнистых сланцев
		Фосф.-кремневая		0,75-9	Фосфатизированные кремни и кремнистые фосфориты
		Кремневый		7-18	Кремни черные массивные
		Нижн. долом.		2,5-3	Доломиты серые
	Карайская $Ст_1$			200-250	Доломитизированные известняки с прослоями кремнисто-карбонатных сланцев
	Малонаройская $Ст_1$				

Фиг. 4. Сводная стратиграфическая колонка фосфоритонесущих отложений месторождения Джаны-Тас

Пачка фосфато-сланцевых пород, разделяющая верхний и нижний пласты в юго-восточной половине месторождения, характеризуется низким содержанием P_2O_5 (<15%) и не удовлетворяет принятым кондициям. Мощность среднего пласта изменяется от 15 до 20—25 м.

Литологический состав пород, слагающих верхний и нижний фосфоритные пласты, существенно меняется: в юго-восточной части пласты сложены в основном оолитовозернистыми фосфоритами, состоящими из фосфатных зерен и оолитов размером 0,07—0,25 мм, заключенных в карбонатном, карбонатно-фосфатном или фосфатном цементе.

В центральной части месторождения в составе пластов наряду с мелкозернистыми оолитовозернистыми фосфоритами существенную роль

игрют средне- и грубозернистые фосфатные породы, состоящие в основном из обломков фосфоритов более ранней генерации с примесью зерен терригенных компонентов (кварц, полевые шпаты и др.). Наряду с этим увеличивается количество слоев, в которых фосфатные образования цементируются халцедоном.

В северо-западной части месторождения верхний фосфоритный пласт складается мелкозернистыми оолитовозернистыми фосфоритами с кремнисто-фосфатным или кремнисто-карбонатно-фосфатным цементом. В фосфатных зернах и оолитах этого участка присутствуют (до 7—15%) тонкодисперсные включения халцедона. Нижний фосфоритный пласт здесь представлен мелкозернистыми карбонатными фосфоритами, аналогичными фосфоритам юго-восточной части.

На крайнем северо-западе, в районе родника Чушка-Булак, в составе фосфоритных слоев вновь возрастает роль средне- и грубозернистых фосфоритов с явно переотложенным характером слагающих их фосфатных образований. Средний пласт бедных руд на всем протяжении месторождения представлен чередованием слоев мелкозернистых фосфоритов с кремнистым или фосфатным цементом и слабофосфатных серицито-кремнистых сланцев.

С изменением литологического состава изменяется и химический состав выделяемых фосфоритных пластов в различных частях месторождения. Наиболее высоким содержанием P_2O_5 (26—30%) и сравнительно низким содержанием нерастворимого остатка (10—15%) характеризуются руды верхнего и нижнего фосфоритных пластов юго-восточной части месторождения, а также руды нижнего пласта, развитые в северо-западной его части.

В центральной части месторождения для руд верхнего и нижнего пласта характерно невысокое содержание P_2O_5 (23—24%) и повышенное содержание нерастворимого остатка (20—23%). Руды верхнего фосфоритного пласта, развитые в северо-западной половине месторождения, по своему химическому составу занимают промежуточное положение между богатыми рудами восточной и сравнительно бедными рудами центральной части месторождения. Содержание в них P_2O_5 составляет 26—28%, а нерастворимого остатка — 14—17%. Средний пласт представляет собой бедную фосфоритную руду, содержащую всего 16—18% P_2O_5 при 37—45% нерастворимого остатка.

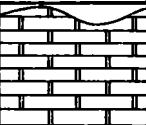
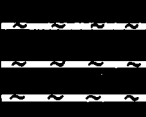
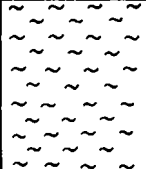
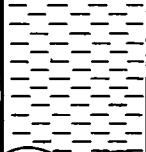
Наиболее высокое содержание карбонатов во всех трех фосфоритных пластах наблюдается в глубоких зонах месторождения (до 6—7% CO_2); в поверхностной зоне в связи с развитием процессов выщелачивания фосфоритов карбонатность руд резко снижается (до 1,5—3% CO_2) и соответственно возрастает содержание P_2O_5 .

На месторождении Кок-Су также выделяется два фосфоритных пласта, разделенных фосфато-кремнистыми породами. Верхний пласт, соответствующий верхней фосфоритной пачке, имеет мощность 5—6 м, а мощность нижнего пласта, в состав которого входит нижняя фосфоритная и обогащенные по P_2O_5 части вмещающих его фосфато-кремневой и фосфато-сланцевой пачек, изменяется от 3—7 м на юго-востоке месторождения до 16—17 м в его северо-западной части (фиг. 5).

В юго-восточной части месторождения оба пласта представлены в основном средне- и крупнозернистыми фосфоритами с фосфатным или карбонатным цементом, переходящими местами в фосфоритные гравелиты и конгломераты.

В северо-западной части месторождения в составе фосфоритных пластов преобладают оолитовозернистые фосфориты, для фосфатных образований которых характерно присутствие тонкодисперсных включений халцедона (до 5—10%); цементируется зернистый материал тонкой смесью фосфата и халцедона, в глубоких зонах месторождения он содержит примесь карбоната.

По химическому составу руды верхнего фосфоритного пласта в юго-восточной части месторождения характеризуются содержанием P_2O_5 более 28% при 10—12% нерастворимого остатка. К северо-западу содер-

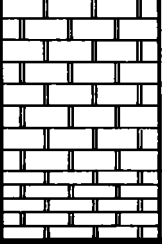
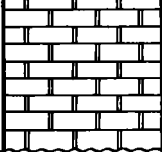
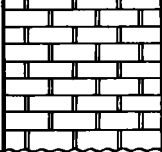
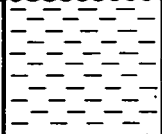
Серия	Свита	Горизонт, пачка	Разрез	Мощность, м	Породы
Тамдинская $Ст_{2+3}-D_2$	Шабдантинская $Ст_{2+3}-D_2$			1500—2000	Доломиты известковистые
		Верхний фосфоритная		5	Фосфориты зернистые с прослоями мелкозаличного фосфоритного конгломерата
		Средний фосфоритная		10	Фосфориты с прослоями серицито-кремнистых сланцев
		Сланцевая		5—20	Серицито-кремнистые сланцы
		Фосфат-сланцевая		3—6	Переслаивание серицито-кремнистых сланцев с фосфоритами
		Нижний фосфоритная		4—10	Фосфориты кремнистые с прослоями фосфоритных конгломератов
		Фосфор. кремневая		2—10	Переслаивание зернистых фосфоритов с кремнями
		Кремневый		4—5	Кремни темно-серые и серые, грубослоистые и массивные
		Нижние доломиты		6—10	Доломиты светло- и зеленовато-серые массивные
Карайская $Ст_1$	Малокарайская $Ст_1$			1000—1100	Кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и алевролиты с прослоями кремней и доломитов

Фиг. 5. Сводная стратиграфическая колонка фосфоритоносных отложений месторождения Кок-Су

жение P_2O_5 в пласте снижается до 24—26%, а содержание нерастворимого остатка увеличивается до 15—20% и более. Содержание CO_2 в верхнем пласте на протяжении всего месторождения составляет 6—7%.

Руды нижнего фосфоритного пласта содержат 25—26% P_2O_5 ; на юго-востоке месторождения содержание нерастворимого остатка составляет 4—6% и CO_2 более 10%, к северо-западу оно возрастает до 15—25%, а содержание CO_2 уменьшается до 6—3%.

На месторождении Кок-Джон (фиг. 6) промышленный фосфоритный пласт средней мощностью 10—12 м выделяется только в северо-западной (участок Кис-Тас и частично Кесик-Тюбе) и крайней юго-восточной (участок Арал-Тюбе) его частях.

Серия	Свита	Горизонт, пачка	Разрез	Мощность, м	Породы
Тамдинская Ст ₂₊₃ -0	Шабантинская Ст ₂₊₃ -0			>1000	Доломиты светло- и темно-серые массивные
				3-5	Доломиты буровато-серые слабо ожеженые
	Ст ₂	Фосфоритная		2-15	Фосфориты темно-серые и черные
	Чулактауская Ст ₂	Фосфатно-сланцевая		2-10	Фосфатно-кремнистые сланцы с прослоями фосфоритов
		Кремне-вые		До 2,5	Кремни черные массивные
Нижняя	Нижние доломиты			2-20	Доломиты серые
					
Народная Ст ₁	Молодой-ская Ст ₁			>1500	Кремнистые сланцы, песчаники зеленовато-серые и вишневые

Фиг. 6. Сводная стратиграфическая колонка фосфоритонесущих отложений месторождения Кок-Джон

В центральной части месторождения (юго-восточная часть участка Кесик-Тюбе и участок Ат-Кум) наблюдается резкое сокращение мощности фосфоритного пласта до 1,5—0,2 м, а во многих разрезах и полное отсутствие его вследствие тектонического выклинивания. В составе фосфоритного пласта в северо-западной части месторождения Кок-Джон, на участке Кис-Тас, преобладают средне- и крупнозернистые фосфориты, состоящие из фосфатных зерен, оолитов и обломков фосфоритов более ранней генерации, заключенных в карбонатном цементе. Размеры фосфатных зерен и оолитов колеблются от 0,1 до 0,25 мм, обломки фосфоритов имеют размеры до 1—3 мм и состоят в основном также из фосфатных зерен и оолитов размером 0,1—0,2 мм, заключенных в фосфатном цементе.

В центральной части участка Кис-Тас в составе фосфоритного пласта, помимо карбонатных фосфоритов, имеются кремнистые фосфориты и слабофосфатные серицито-кремнистые сланцы.

На участке Арал-Тюбе преобладают оолитовозернистые фосфориты, состоящие из фосфатных зерен, заключенных в фосфатном, реже карбонатном или кремнистом цементе.

Средний химический состав руд существенно изменяется в разных частях месторождения: на северо-западе и юго-востоке участка Кис-Тас руды содержат 26—28% P_2O_5 , 8—10% нерастворимого остатка и 7—8% CO_2 ; в центральной части этого участка содержание P_2O_5 составляет 23—25 % при 15—20% нерастворимого остатка и 7—8% CO_2 .

На участке Арал-Тюбе руды характеризуются более высоким качеством: среднее содержание P_2O_5 в пласте по большинству выработок превышает 28%, а в некоторых из них достигает 30 и даже 34%; содержание нерастворимого остатка изменяется от 5 до 10%, а содержание CO_2 — от 4 до 11%.

4. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ РУД

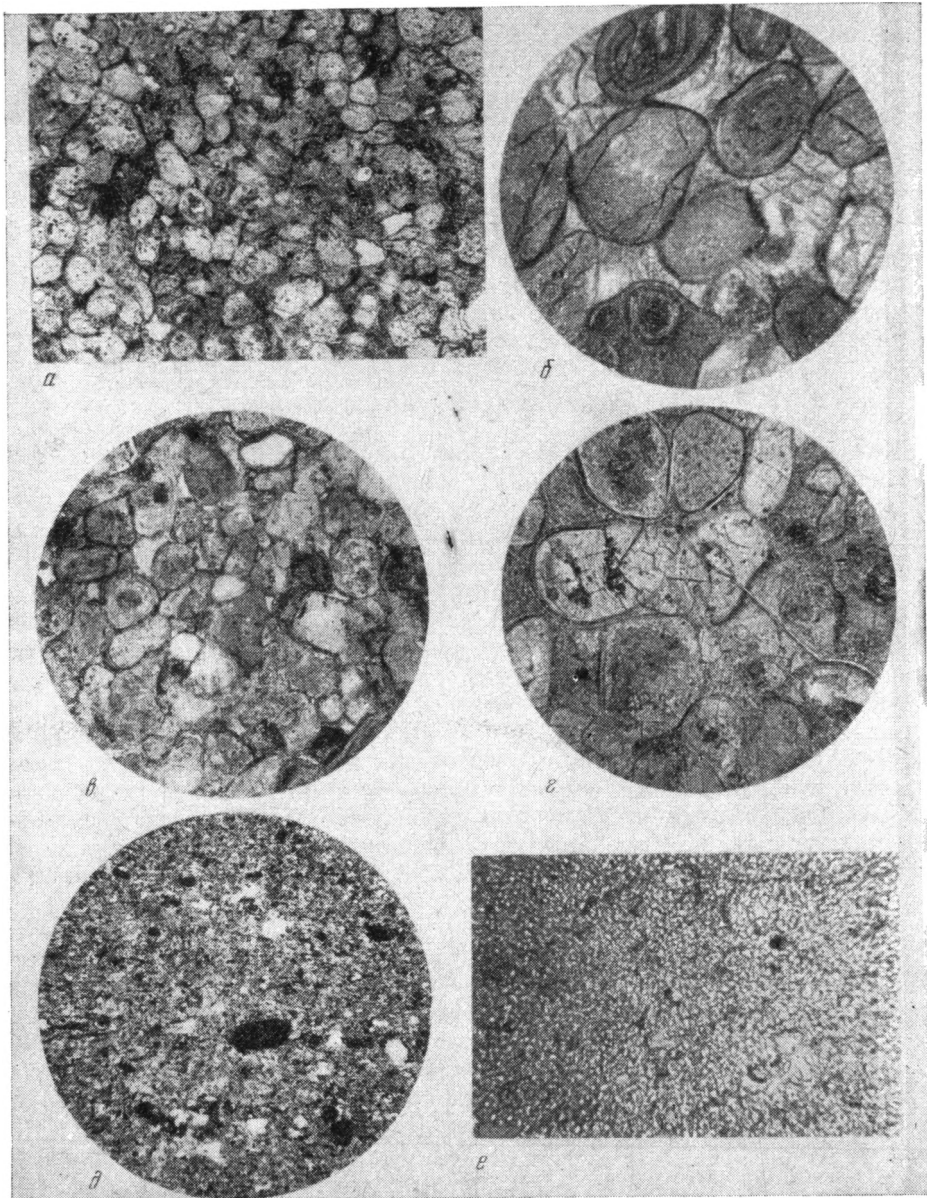
Как видно из приведенной характеристики вещественного состава фосфоритных пластов главнейших месторождений Каратауского бассейна, они имеют между собой много общего. По минеральному составу они довольно однообразны и состоят в основном из фосфата, кремнезема и карбонатов. Фосфат в них сконцентрирован главным образом в фосфатных зернах и оолитах, некоторая часть его присутствует в цементе породы; только в западной половине месторождения Чулактау в составе руд существенное значение имеет микрокристаллический апатит. Минералы нерастворимого остатка представлены главным образом халцедоном; второстепенное значение имеют обломочные зерна кварца, полевых шпатов, листочки слюды и чешуйки серицита, а также вторичные выделения кварца. Из карбонатов в рудах наибольшее развитие имеет доломит, в поверхностной зоне месторождений присутствует также кальцит. Количественные соотношения этих основных породообразующих минералов, а также характер соотношения фосфата с минералами нерастворимого остатка и карбонатами в рудах отдельных месторождений и их участков существенно меняются.

По среднему химическому составу фосфоритные руды рассматриваемых месторождений также довольно однородны и в большинстве своем характеризуются высоким качеством (23—26% P_2O_5 и выше за исключением среднего пласта бедных руд месторождения Джаны-Тас). Однако, если сравнить фосфоритные пласты рассматриваемых месторождений по степени однородности руд, то картина получается иная. Как видно из табл. 1, где приведено относительное распределение проб по интервалам

Таблица 1

Изменчивость содержания P_2O_5 в продуктивных пластах различных месторождений

Месторождения	Количество частных проб	Относительное количество проб с содержанием (%)			
		<15	15—23	23—29	>29
Чулактау	1329	18,52	17,68	22,50	41,30
Акса́й	1780	3,26	29,41	55,46	11,87
Джаны-Тас					
а) суммарно по верхнему и нижнему пластам	1859	5,40	27,4	41,4	25,8
б) верхний + нижний + средний пласты	2510	11,80	33,0	34,5	20,7
Кок-Су	1001	0,20	16,4	47,0	36,4
Кок-Джон	477	3,50	20,3	43,7	32,5

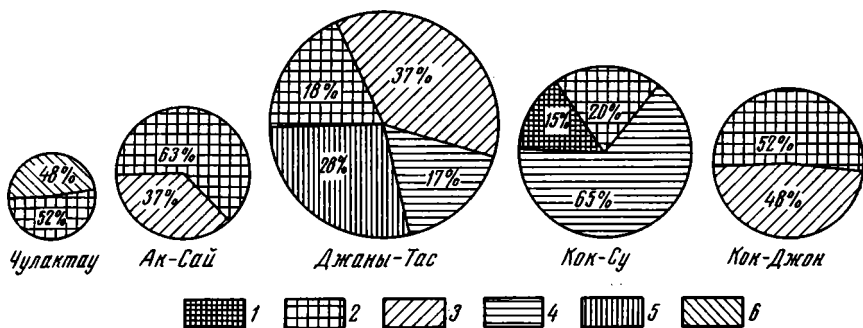


Фиг. 7. Минералого-петрографический состав основных типов фосфоритных руд главных месторождений Каратау

а — фосфорит субмикроминеральный. Фосфатные зерна и оолиты заключены в фосфатном цементе; увел. 45, без анализ.; б — фосфорит карбонатный. Фосфатные зерна и оолиты заключены в карбонатном цементе; увел. 100, без анализ.; в — фосфорит кремнисто-карбонатный. Фосфатные и кремнисто-фосфатные зерна и оолиты заключены в кремнисто-карбонатном цементе; увел. 45, без анализ.; г — фосфорит пелитоморфно-кремнистый. Кремнисто-фосфатные зерна заключены в кремнисто-фосфатном цементе; увел. 100, без анализ.; д — фосфатно-кремнистые сланцы. В основной серицитов-кремнистой массе рассеяны фосфатные и кремнисто-фосфатные зерна (темные), алевритовые зерна кварца (белые) и кристаллики низкотемпературного апатита; увел. 45, без анализ.; е — фосфорит метаморфизованный тонкокристаллической структуры. Промежутки между мелкими кристалликами апатита выполнены кварцем и карбонатом; увел. 100, без анализ.

содержания P_2O_5 в фосфоритных пластах, наибольшей однородностью характеризуются руды месторождения Аксай, а наименее однородны руды месторождения Чулактау и с учетом среднего пласта — месторождения Джаны-Тас.

Учитывая общность химического состава и минералого-петрографических особенностей, в составе фосфоритных пластов главнейших месторождений Каратау могут быть выделены шесть основных типов руд;



Фиг. 8. Относительная распространенность основных типов руд главнейших месторождений Каратау

Фосфоритные руды: 1 — субмономинеральные, 2 — карбонатные, 3 — кремнисто-карбонатные, 4 — пелитоморфно-кремнистые, 5 — кремнисто-сланцевые, 6 — метаморфизованные

1) субмономинеральные фосфоритные руды; 2) карбонатные фосфоритные руды; 3) кремнисто-карбонатные фосфоритные руды; 4) пелитоморфно-кремнистые фосфоритные руды; 5) кремнисто-сланцевые фосфоритные руды; 6) метаморфизованные фосфоритные руды.

В каждом из выделяемых типов руд наблюдается зональность по отношению к земной поверхности, обусловленная изменением пород процессами современного выветривания, которые наибольшее развитие получили на месторождениях Аксай и Джаны-Тас. На указанных месторождениях в зависимости от присутствия в рудах тех или иных карбонатных минералов выделяются разновидности: доломитовая, развитая ниже уровня подземных вод; известковая, распространенная в зоне выше уровня подземных вод, за исключением участков интенсивного выщелачивания; выщелоченная — в участках интенсивного выщелачивания.

Основные показатели химического и петрографического состава по выделяемым типам руд приведены в табл. 2. Как видно из приведенных в табл. 2 данных, рассматриваемые типы руд различаются по химическому и минералого-петрографическому составу, а также и по характеру соотношения фосфата с другими минералами (фиг. 7, а, б, в, г, д, е). Относительные запасы и распространенность выделяемых типов руд по главнейшим месторождениям Каратау приведены на фиг. 8.

Изучение минерального состава проб показывает, что при измельчении руды до —100 и даже —200 меш значительная часть содержащегося в рудах фосфата остается в сростках с кремнеземом, и с карбонатом (табл. 3). При этом пелитоморфно-кремнистые руды характеризуются наиболее тонким взаимопроращением фосфата с кремнеземом, а метаморфизованные и кремнисто-карбонатные руды месторождения Чулактау и карбонатные руды месторождений Кок-Су и Джаны-Тас — с карбонатом.

В связи с неодинаковой твердостью слагающих руды минералов и особенностями их взаимного проращения при дроблении и истирании руд наблюдается селективность измельчения. Наименьшую твердость из породообразующих минералов в фосфоритных рудах Каратау имеют карбонаты. В связи с этим для большинства рассматриваемых типов, где

Основные показатели химического и петрографического состава по типам руд главных месторождений бассейна Каратау

[illegible]

Таблица 3

Средние показатели химического и минерального состава главнейших месторождений Каратау по типам руд
(классы 0,015—0,07 и <0,147 мм)

Тип руд	Месторождение	Химический состав (%)			Минеральный состав (%)										Содержание в мономинеральных зернах (%)		
					мономинеральные зерна			полиминеральные сростки				суммарно					
		P ₂ O ₅	нераст. остаток	CO ₂	фосфат + апатит	хлещедон + кварц	карбонат	фосфат + хлещедон	фосфат + карбонат	фосфат + хлещедон + карбонат	хлещедон + карбонат	фосф. зерна	фосфитные сростки	нефосфатные зерна и сростки	фосфат	минералы не-растворимого остатка	карбонат
Субмономинеральный Карбонатный	Кок-Су	28,8	9,4	7,8	49,2	1,6	13,7	20,5	8,3	4,4	2,3	49,2	33,2	17,6	66	17	80
	Аксай	23,4	12,8	10,0	55,1	1,5	14,4	19,5	2,4	6,0	1,1	51,4	27,9	20,7	70	36	70
	Джаны-Тас	23,8	14,5	9,3	34,7	2,5	17,0	17,1	21,4	5,4	1,5	34,7	40,6	24,7	57	17	83
	Кок-Су	26,7	10,1	9,9	30,5	1,5	15,4	20,5	22,4	9,5	0,2	30,5	52,4	17,1	45	15	70
	Кок-Джон	27,8	7,3	8,1	52,6	3,2	12,4	5,8	20,3	2,0	3,7	52,6	28,1	19,3	70—80	44	68
Кремнисто-карбонатный	Чулактау	21,1	26,8	8,1	23,2	6,4	16,1	11,4	21,1	15,9	5,9	23,2	48,4	28,4	43	24	89
	Аксай	22,2	16,2	11,2	36,1	4,1	21,8	8,1	13,9	16,0	—	36,1	28,0	35,9	65	26	87
	Джаны-Тас	25,8	17,8	6,1	56,4	7,3	7,9	17,5	4,8	5,2	0,9	56,4	27,5	16,1	85	40	56
	Кок-Джон	27,0	11,5	7,3	45,3	2,5	9,7	10,6	23,7	6,3	1,9	45,3	40,6	14,1	66	22	60
	Джаны-Тас	26,8	12,8	1,5	30,0	2,8	6,0	46,2	2,7	10,9	1,4	30,0	59,8	10,2	44	22	85
Пелитоморфно-кремнистый	Кок-Су	25,9	18,3	6,3	20,6	2,6	11,7	37,2	7,9	16,3	3,7	20,6	61,4	18,0	31	14	83
Кремнисто-сланцевый Метаморфизованный	Джаны-Тас	18,3	37,2	4,7	36,0	18,4	3,1	32,4	3,4	5,8	0,9	36,0	41,6	22,4	76	40	30
	Чулактау	22,7	25,7	7,2	25,6	6,0	15,8	8,3	23,6	15,1	5,6	25,6	47,0	27,4	44	23	80

карбонаты слагают главным образом цемент породы, в наиболее тонких классах измельченной руды наблюдается увеличение содержания карбонатов и, соответственно, уменьшение содержания фосфорного ангидрида; в крупных классах, наоборот, происходит обогащение фосфатом и снижение карбонатности. И только в метаморфизованных рудах, в которых основная масса карбонатов находится в виде мельчайших включений внутри фосфатных зерен и цемента, а значительная часть фосфата представлена тонкокристаллическим апатитом, при измельчении руды наиболее тонкие ее классы несколько обогащаются фосфатом, а крупные — минералами нерастворимого остатка; содержание карбонатов остается примерно одинаковым во всех классах крупности. Все эти данные имеют чрезвычайно большое значение при разработке схем обогащения фосфоритов и различных методов их технологической переработки.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ. Сб. «Фосфориты Каратау». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1954₁.
- Гиммельфарб Б. М. Краткая характеристика фосфоритовых месторождений Коксу и Аксай. Сб. «Фосфориты Каратау». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1954₂.
- Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулактау. Сб. «Фосфориты Каратау». Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1954₃.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М. Фосфоритоносные отложения бассейна Каратау. В сб. «Международный конгресс по седиментологии». Доклады сов. геологов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Маймистова Р. И. Фосфоритные руды глубоких зон месторождения Чулактау. Сб. научно-технич. информации Госкомитета Совета Министров по химии, № 5—6, 1961.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. И., Маймистова Р. И. Геологическое строение и типы руд фосфоритного месторождения Джаны-Тас. Сб. «Геология месторождений фосфоритов». Тр. ГИГХС. Госгортехиздат, вып. 7, 1962.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. Изв. АН СССР. Сер. геологич., № 6, 1965.
- Смирнов А. И. Процессы формирования промышленных типов руд на фосфоритном месторождении Аксай. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Трухачева А. Г. Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулактау. В сб. «Геология месторождений фосфоритов», Тр. ГИГХС, вып. 7, Госгортехиздат, 1962.

Государственный научно-исследовательский
институт горнохимического сырья
Люберцы

Дата поступления
10.VIII.1965

УДК 553.641 (571.56)

ФОСФОРИТЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

И. И. ТУЧКОВ

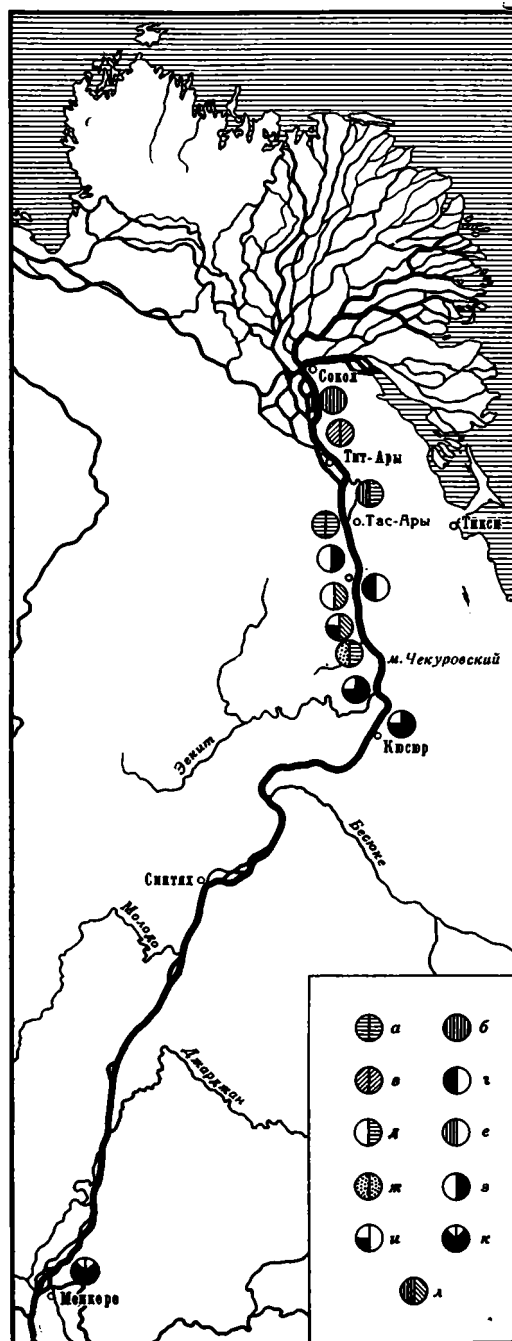
Впервые сведения о наличии фосфоритов в Якутии по р. Мархе — левому притоку р. Вилюя — появились в сводке Якутской горной конторы за 1927 г. На основании заявочных материалов А. Г. Ржонсницкого Г. Э. Фришенфельд, посетивший эти заявки в 1930 г., описал обнажения среднеюрских пород, содержащие фосфориты. В 1935—1936 гг. Фришенфельд (1932, 1938) установил и по р. Анабару среди верхнеюрских отложений стяжения фосфоритов. На Анабаро-Хатангском междуречье А. С. Запорожцевой, а в бассейне р. Чубукулах (Хараулахские горы) И. С. Грамбергом (1961) описаны гальки и желваки фосфоритов из отложений среднего и нижнего триаса. Фосфориты в виде конкреций, а также пластовые фосфатизированные породы были обнаружены Н. П. Херасковым (1937) в пермских (эчийская свита) и в триасовых отложениях Верхоянского хребта (бассейн р. Эчий). В бассейне р. Анабар они указаны в верхнеюрских отложениях В. Н. Саксом и др. (1959). Некоторые из этих сведений использованы в сводных работах Б. М. Гиммельфарба (1956, 1962), в статьях В. П. Казаринова и А. Л. Яншина (1961), Р. С. Родина (1964).

Приведенными данными исчерпывались сведения о фосфоритах рассматриваемой территории. Разрозненные находки фосфоритов и фосфоритоносных пород в разных районах Якутии не привлекли к себе серьезного внимания. Перспективность этой территории в отношении фосфоритоносности оценивалась невысоко. Она и до сих пор не оценена по настоящему.

Исследования последних лет (1962—1964 гг.), проведенные сотрудниками Якутского филиала СОАН СССР (М. Д. Булгаковой, В. А. Андриановой, А. В. Мельниковым, И. И. Тучковым) в нижнем течении р. Лены (Хараулахские горы), указывают на широкое распространение фосфоритов и фосфатсодержащих пород в отложениях кембрийской, каменноугольной, пермской, триасовой, юрской и меловой систем. Эти отложения наблюдаются в береговых отложениях р. Лены, прослеживаясь нередко на десятки километров¹.

Кембрий (фиг. 1). По данным А. В. Мельникова (1963), фосфатизированные породы приурочены к нижнекембрийским образованиям, выступающим на левом берегу р. Лены, в ее нижнем течении, у устья р. Хатыстах (100 км выше устья р. Лены). Фосфатсодержащие пачки мощностью до 150 м состоят из чередующихся пластов карбонатных и кремнисто-карбонатных слабофосфатизированных пород. В первых раз-

¹ Количественные определения фосфорного ангидрида (P_2O_5) проведены в лабораториях Якутского филиала СОАН СССР двумя методами: методом экспрессного гидростатического взвешивания и цитратным методом, с помощью которого, как правило, анализировались пробы (после экспресс-метода) с более высоким содержанием P_2O_5 . Спектральные анализы на редкие элементы и химические анализы фосфоритов также производились в лабораториях ЯФСОАН СССР.



личаются пласты мощностью от 0,3 до 4,5 м. В некоторых из них установлено содержание P_2O_5 от 0,2 до 1% (8 анализов). В кремнисто-карбонатных породах содержание P_2O_5 колеблется от сотых долей процента до 0,2% (5 анализов).

Карбон (см. фиг. 1). Среди каменноугольных отложений, обнажающихся на правом берегу р. Лены, в устье ее части (в 25 км выше пос. Сокол), М. Д. Булгакова в 1963 г. обнаружила фосфориты и фосфатизированные породы, приуроченные к нижней части среднекаменноугольных отложений (верхняя часть тиксинской свиты). Здесь преобладает желваковый тип фосфоритов. В кровле тиксинской свиты, состоящей из сильноизвестковистых аргиллитов с прослойками алевролитов (мощность пачки 27 м), установлено пять слоев желваковых фосфоритов, в которых желваки срослись в пласты мощностью от 0,15 до 0,5 м. В этой же пачке наблюдаются линзы и прослойки фосфатизированных глинисто-карбонатных пород мощностью от 0,5 до 1,2 м, а также отдельные желваки фосфоритов.

Фиг. 1. Обзорная карта выходов фосфоритовых серий палеозоя и мезозоя в низовьях р. Лены

а — фосфатсодержащие породы кембрия; б — фосфориты и фосфатсодержащие породы карбона; в — фосфатсодержащие породы перми; г — фосфориты оленекского яруса; д — фосфориты и фосфатсодержащие породы анзйского яруса; е — фосфориты карнийского яруса; ж — фосфориты плинсбах; з — фосфориты байоса; и — фосфоритсодержащие породы келловей и оксфорда; к — фосфориты нижнего волжского яруса; л — фосфориты валанжина

Стратиграфически ниже, в интервале 115—140 м от кровли свиты, наблюдается фосфатонесная пачка, в которой обнаружено до трех пластов желваковых фосфоритов мощностью от 0,15 до 0,25 м. В этой же пачке, среди аргиллитовых пород встречаются многочисленные желваки фосфоритов (3—7 см в поперечнике), а также прослойки и линзы фосфатсодержащих глинисто-известковистых пород мощностью от 0,3 до 0,8—1 м. Содержание фосфорного ангидрида в желваках колеблется от 3,5 до 6,8%, в прослойках глинисто-известковистых пород — от долей процента (0,2—0,3%) до 1,5—2,7% (29 анализов).

В пермских отложениях, обнажающихся на правом берегу р. Лены (17 км ниже о. Тит-Ары), установлено следующее: в нижнепермских отложениях (эчийская свита) встречены фосфатсодержащие породы, представленные обычно ракушняковыми известковистыми песчаниками мощностью 0,2—0,3 м со скоплениями раковин *Jakutoproductus*. Анализ этих прослоев дал свыше 1% P_2O_5 , причем фосфатизация связана как с присутствием фаунистических остатков, так и с наличием стяжений глинисто-известковых фосфоритов (3 анализа).

В верхних горизонтах нижней перми содержатся прослойки (0,25—0,3 м) сильноизвестковистых полимиктовых песчаников, которые заключают многочисленные обломки и стяжения черного изотропного глинистого фосфорита, содержащего около 10% P_2O_5 (2 анализа).

В нижних слоях верхнепермских отложений среди аргиллитов и алевроитов залегает пласт неравномернозернистого, известковистого песчаника мощностью около 2 м, который заключает линзочки и обломки фосфатсодержащего глинистого сидерита. Стратиграфически ниже (на 0,7 и на 17 м) обнаружены два прослоя таких же песчаников мощностью соответственно 0,2 и 0,5 м. В 150 м выше наблюдается такая же пачка пород. Отдельные образцы содержат более 1% P_2O_5 (5 анализов). Обычно фосфат вместе с сидеритом выполняет поровые участки в песчаниках и распределяется в породе неравномерно. Фосфат изотропный. Наблюдается и другая его слабодвупреломляющая разновидность, развивающаяся по органическим остаткам.

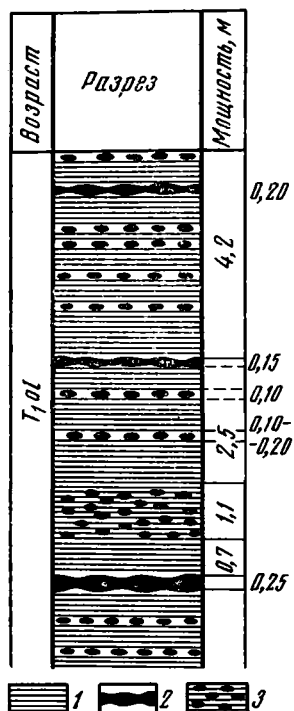
Триас. Морские песчано-глинистые отложения триаса в Предверхоянском краевом прогибе и Верхоянско-Чукотской складчатой области распространены чрезвычайно широко. Исследованиями последних лет фосфатопоявления установлены в отложениях всех трех отделов триаса. Для них характерен преимущественно желваковый глинисто-карбонатный тип фосфоритов. Известно, что характерной особенностью триасовых отложений не только Предверхоянского прогиба, но и всей области мезозойской складчатости Северо-Востока является широкое развитие в них фосфатизированных конкреционных образований.

В нижнем триасе (по-видимому, индский ярус), среди черных, горизонтальнослоистых аргиллитов встречаются уплощенные перпендикулярно слоистости желваки фосфатоносных глинистых сидеритов; они отделены от вмещающих пород, вытянуты цепочкой согласно слоистости последних и образуют прослойки четковидного строения; мощность их колеблется от 2—3 до 5—7 см. По степени фосфатности наблюдаются переходы от почти нефосфоритизированных глинистых сидеритов до глинисто-сидеритовых фосфоритов. Последние сложены сидеритом и фосфатом с подчиненным количеством кальцита. Фосфат, наблюдаемый между зернами карбоната, обладает зеленоватой окраской, волокнистым, либо игольчатым сложением с очень низким двупреломлением. Содержание в них P_2O_5 4,31—5,25% (2 анализа).

Интересный в отношении фосфоритоносности горизонт наблюдается на правом берегу р. Лены, у пос. Кумах-Суурт (фиг. 2). Он представлен пластом аргиллитов мощностью более 1 м, содержащим многочисленные глинисто-известковистые желваки фосфоритов; конкреции заключают раковины аммонойд оленекского яруса. Размер желваков варьирует от 3—5 до 20—25 см; по форме они шаровидные, эллипсовидные, уплощенно-эллипсовидные. Распределены среди аргиллитов они беспорядочно, что свидетельствует о перемыве и переотложении желваков и частичном выносе терригенного бесфосфатного материала.

По составу различаются фосфатно-мергельные и сидерито-кальцитовые конкреции. Первые сложены криптокристаллическим карбонатом с примесью тонкого глинистого вещества и алевроитового материала. Фосфат присутствует в них в виде пятен изотропного вещества темно-бурого цвета. Иногда наблюдается почти полное замещение фосфата карбонатом.

Для второго типа конкреций характерен смешанный сидерито-кальцитовый состав и незначительное содержание фосфата. Конкреции-образователем обычно служит криптокристаллический карбонат, либо карбонат с радиальнолучистым расположением кристаллов, по которым изредка развиваются бурые гидроокислы железа. Содержание фосфорного ангидрида в желваках колеблется от 3,4 до 8,5—9,4%, с максимальными значениями 10,40—11,19% (15 анализов).



Фиг. 2. Разрез фосфатной пачки оленевского яруса на правом берегу р. Лены (устье р. Огонер-Юрях)

1 — аргиллиты; 2 — желваки, сплосшиеся в плиту; 3 — пласт аргиллитов с желваками

Стратиграфически выше в тех же аргиллитах наблюдается выдержанная, но маломощная (0,10—0,15 м) прослойка фосфатсодержащего конгломерата, состоящего из окатанных и полуокатанных галек (1,5—2,5 см), глинистого фосфорита, погруженных в базальный тонкозернистый карбонатный цемент, в котором преобладает сидерит. Кластический материал в цементирующей массе складывается преимущественно обломками и оолитами фосфата, а также обломками хлорита. Фосфат представлен бурым изотропным веществом. Обычно в фосфате галек присутствует примесь тонкодисперсного глинистого вещества и терригенного материала (до 3%), состоящего из кварца, биотита и плагиоклаза. Содержание фосфорного ангидрида в пласте 3,6%.

Незначительные количества окиси фосфора (0,4—0,7%) отмечаются в известковистых песчаниках и алевролитах, а также во вмещающих аргиллитах (P_2O_5 0,2—0,3%) индского и оленевского ярусов.

В морских отложениях анизийского яруса обнаружены фосфатсодержащие известковистые породы, фосфоритовые конгломераты и шаровые, эллипсоидные карбонатные конкреции с фосфатом. Эти отложения обнажены на правом (о. Таас-Ары) и левом (у р. Буаттар) берегах р. Лены. В этой толще содержится три слоя фосфоритовых конгломератов и глинисто-известковистых желваков с фосфатом.

Мощность конгломератов колеблется от 0,08—0,10 до 0,2—0,25 м. В них встречаются также гальки аргиллитов и карбонатов. Фосфориты сложены желто-бурым фосфатом, обладающим слабым двупреломлением, с примесью тонкого глинистого вещества. Иногда фосфат замещается кальцитом. Терригенный материал, выполняющий промежутки между гальками, представлен кварцем, плагиоклазом, обломками основных вулканических стекол, кислых эффузивов и тонкоагрегатных кремней. Кластический материал сцементирован сидеритом и кальцитом. Местами сидерит сильно окислен. Гальки песчанистого фосфорита имеют значительную примесь кластического материала, состоящего из кварца, полевого шпата, фосфата и обломков кварцитов, кремней и раскристаллизованных вулканических стекол основного состава. Обломочный материал, составляющий иногда до 50%, сцементирован фосфатом. Фосфат двух генераций: первая — в виде крустификационной каемки окаймляет обломочные зерна, вторая — выполняет поровые участки. В некоторых местах фосфат замещается кальцитом. Изредка в цементе встречаются зерна глауконита.

Пласты фосфатсодержащих пород представлены известковистым алевролитом, либо известковистым песчаником, кластический материал

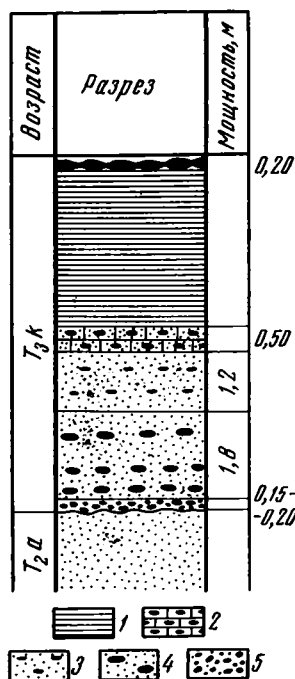
которых сцементирован фосфатом. Последний присутствует и в виде обломков, замещаемых обычно кальцитом. Содержание в фосфориг-ных конгломератах P_2O_5 на всю массу породы колеблется от 3,2 до 6,9% (6 анализов); отдельные гальки и желваки фосфоритов содержат 14,2—16,02% P_2O_5 (4 анализа). В прослойках фосфатсодержащих по-род мощностью от 0,2 до 0,5—1,5 м содержа-ние P_2O_5 варьирует от 0,3—1 до 2,1—3,6% (9 анализов).

Верхнетриасовые отложения в низовьях р. Лены представлены в большинстве случаев отложениями карнийского яруса с размывом, залегающими на породах анизийского яруса. Кар-нийские отложения сложены аргиллитами, алевролитами и темными песчаниками, кото-рые содержат маломощные прослойки извест-няков, переполненных остатками раковин дву-створчатых моллюсков, реже брахиопод.

В отложениях верхнего триаса проявления фасфатов отмечаются в самых низах карний-ского яруса в виде желваков сидерито-фосфа-та, заключенных в песчаниках (фиг. 3).

Песчаники мелкозернистые с желваками глинисто-сидеритовых фосфоритов размером по длинной оси до 5—10 см. В пласте их до 15%. Желваки сложены изотропным буровато-желтым фосфатом с примесью сидерита. При-месь терригенного материала, представленно-го корродированными обломками кварца, пла-гиоклаза, калинатрового полевого шпата и об-ломками кремнистых, эффузивных и хлорити-зированных пород, составляет до 35%. У при-сутствующих в цементе оолитов лишь внешняя оболочка состоит из изотропного буровато-тем-ного фосфата. Карбонат, интенсивно замеща-ющий фосфат в цементе, иногда почти полностью за-мещает оолиты. Содержание в желваках P_2O_5 колеблется от 5,6—7,4 до 14,4%. Мощность пласта песчаника 1,8 м.

В юрских отложениях наибольший интерес представляет фосфатная серия, приуроченная в низовьях р. Лены (Ха-раулахские горы) к нижней части разреза юрских отложений. Последние с резким размывом залегают на карнийских отложениях, с базальными конгломератами и песчаниками в основании. Разрез юры начинается плинсбахскими отложениями, обнажающимися на левом и на правом берегах р. Лены, ниже пос. Кюсюр. Около устья р. Буотаар (левый при-ток р. Лены) в северном крыле Чекуровской антиклинали они содержат пласт (2 м) фосфатсодержащего песчаника, а в верхней, более мощной аргиллитовой толще мощностью 40 м многочисленные желваки глини-сто-сидеритовых фосфоритов (фиг. 4). Песчаник пятнистый с большим количеством линзовидных прослоек и неправильных стяжений фосфато-сидерита. По составу он полимиктовый, крупнозернистый с лептохлори-товым и иногда сидеритовым цементом. Кластический материал слагает-ся кварцем, плагиоклазом, обломками кремнистых и эффузивных по-род кислого, среднего и основного состава. В цементе много оолитов же-лезистого хлорита; сидерит, являясь вторичным по отношению к лепто-хлориту, обычно окислен. Наблюдается развитие гематита.



Фиг. 3. Разрез фосфориг-овой пачки карнийского яруса на правом берегу р. Лены (о. Таас-Ары).

1 — аргиллиты; 2 — ракушняк с желваками фосфорита и с фосфатизированными ядрами двустворок; 3 — песчаник с редкими мелкими желваками фосфорита; 4 — песчаник с желваками фосфорита; 5 — фосфоритный конгломерат

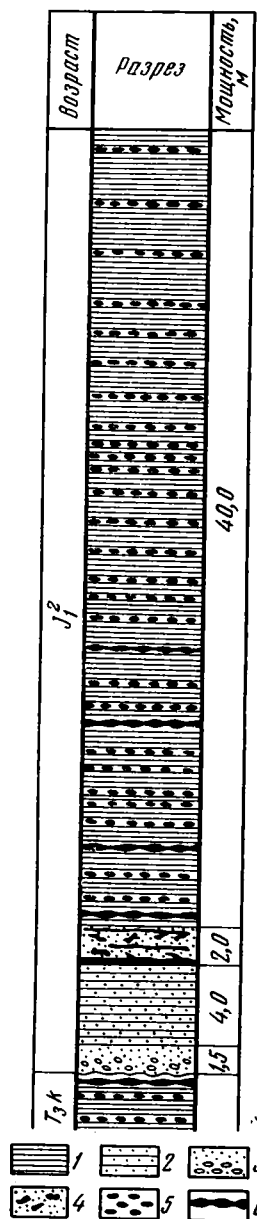
Фосфато-карбонатные стяжения в песчанике сложены главным образом сидеритом с примесью фосфата и терригенного материала (до 20%). Содержание P_2O_5 в отдельных участках (опробование точечное, непрерывное по всей мощности слоя) колеблется от 1,4 до 2,5—3,5% (6 анализов).

Желваки в залегающей выше аргиллитовой толще группируются обычно в серии; срастаясь, они иногда образуют четковидные прослойки, вытягивающиеся по слоистости. Размеры желваков, имеющих уплощенно-шаровую и эллипсоидальную форму, варьируют от 5 см до 0,2—0,3 м. Распределены они в толще неравномерно: в одних случаях расстояние между прослойками фосфоритов колеблется от 0,3—0,5 до 0,7—0,9 м, в других — от 0,7—0,8 до 1,2—1,5 м. В нижней 20-метровой аргиллитовой пачке установлено до 17—18 прослоек, образованных желваками фосфоритов. По вещественному составу среди желваков можно выделить следующие типы: фосфатные, сидерито-фосфатные, фосфатно-сидеритовые и существенно сидеритовые; преобладают конкреции, обогащенные сидеритом.

Фосфатные конкреции по характеру примесей относятся к глинистым. Они сложены аморфной разновидностью фосфата, который в скрешенных николях обнаруживает едва заметную агрегатную поляризацию. Постоянно присутствуют тонкодисперсный глинистый материал и едва различимые скопления микрозернистого сидерита, иногда окисленные. В шлифах наблюдаются своеобразные звездоподобные образования бурого цвета с плеохроизмом.

Сидерито-фосфатные желваки состоят из аморфного фосфатного минерала с тонкой примесью глинистого материала. Наблюдается незначительная примесь сидерита и эластический материал вмещающей породы. Заметен метасоматоз сидерита по фосфатному минералу. Сидерит развит в виде пятен, интенсивно корродирует и замещает обломочные зерна.

Фосфато-сидеритовые конкреции образуются



Фиг. 4. Разрез фосфатной серии плинсбаха на левом берегу р. Лены и р. Буотаар

1 — аргиллиты; 2 — песчаный алевролит; 3 — песчаник с конгломератом в основании, фосфатсодержащий; 4 — фосфатизированный песчаник; 5 — желваки глинисто-сидеритовых фосфоритов; 6 — желваки фосфоритов, сросшиеся в плиту

фосфатом и сидеритом с преобладанием последнего, обычно мелкозернистого сложения. Для этого типа конкреций характерно присутствие и другого карбоната — кальцита более поздней генерации. Он выполняет трещины, секущие конкреции, а в некоторых местах почти полностью замещает фосфат.

Сидеритовые желваки в большинстве случаев представляют собой почти мономинеральную породу, состоящую из зерен сидерита. Структура их криптокристаллическая и микрозернистая. Сидерит развит либо в виде ромбэдров, либо в виде удлинённых кристаллов, иногда окислен-

ных, с бурими гидроокислами железа. Фосфат присутствует в количестве 2,5—3%, обычно сильно корродирован сидеритом.

Таким образом, по степени фосфатизации наблюдаются переходы от почти нефосфатизированных глинистых сидеритов до высококачественных глинистых фосфоритов. Содержание в желваках P_2O_5 изменяется в зависимости от степени замещения фосфата сидеритом и колеблется от 5,6—6,4 до 18,70—20,83% (25 анализов).

Такая же фосфатная серия наблюдается в основании разреза юрских отложений, обнажающихся в южном крыле Чекуровской антиклинали, в 20 км к югу по простиранию от предыдущего разреза. Содержание P_2O_5 в желваках этого разреза варьирует от 4,8—6,0 до 12,9—20,58% (8 анализов).

На левом берегу р. Лены, у мыса Чекуровского, а также у устья р. Буотаар и у пос. Кумах-Суурт, наблюдается фосфоритоносная пачка, приуроченная к верхней части аргиллитовой толщи юры и отнесенная по фауне к байосу. В ней обнаружены многочисленные желваки глинисто-известковистых фосфоритов и прослойки фосфатизированных известковистых алевролитов или мергелей. Желваки размером от 7—8 см до 0,25—0,3 м, обычно эллипсовидной, реже шаровой формы. Они также группируются в серии однородных прослоек, образуя иногда слои. Расстояния между прослойками фосфоритов колеблются от 0,5—0,7 до 1—1,5 м. В верхней части аргиллитовой толщи Чекуровского разреза мощностью 45 м насчитывается до 33 таких прослоек.

В отложениях байоса выделяются кальцит-сидеритовые и кальцит-фосфато-сидеритовые конкреции, а также прослойки фосфатсодержащих карбонатных пород.

Кальцит-сидеритовые желваки обладают микрозернистой структурой. Слсжены они главным образом сидеритом, имеющим удлиненную форму кристаллов; реже наблюдаются сферолитоподобные образования с нечетко выраженным радиальным расположением. Кальцит присутствует в подчиненных количествах и в большинстве случаев выполняет мелкие трещины. Встречается небольшая примесь фосфата и органического вещества, а также мелкая вкрапленность пирита, образующего иногда небольшие скопления.

Кальцит-фосфато-сидеритовые желваки характеризуются еще более мелкозернистым сложением. Образует их карбонат, развитый в виде мелких зерен (вероятно, сидерит), с примесью тонкораспыленного глинистого вещества. Промежутки между зернами карбоната выполнены фосфатом.

Прослойка карбонатно-фосфатной породы имеет неправильно-микрослоистую текстуру, обусловленную наличием слойков, обогащенных фосфатом. Микрослой, лишенные фосфатного материала, характеризуются криптокристаллической структурой и состоят из мелких зерен, которые создают мелкоагрегатную поляризацию и не угасают в скрещенных николях. В прослойках фосфат темно-бурый изотропный, наблюдается примесь кластического материала.

Содержание в желваках P_2O_5 варьирует от 2,1—4,6 до 12,41—14,60% (13 анализов); в фосфатизированных породах — от 0,6—1,84 до 12,04% (6 анализов).

Верхнеюрские отложения в нижнем течении р. Лены характеризуются малой мощностью, но большой выдержанностью по простиранию как в литологическом, так и в фациальном отношении. Они обнажаются на правом и левом берегах р. Лены, у мысов Чуча и Чекуровского, ниже р. Буотаар, у пос. Кумах-Суурт и выше р. Огонер-Юрях. Отложения верхней юры фосфатоносны в различной степени. Наибольший интерес представляет разрез верхней юры, наблюдаемый на левом берегу р. Лены, в 8 км ниже р. Буотаар, где обнажены (фиг. 5) нижне- и среднекемловейские алевролиты и песчаники (мощностью 25 м) с желваками и линза-

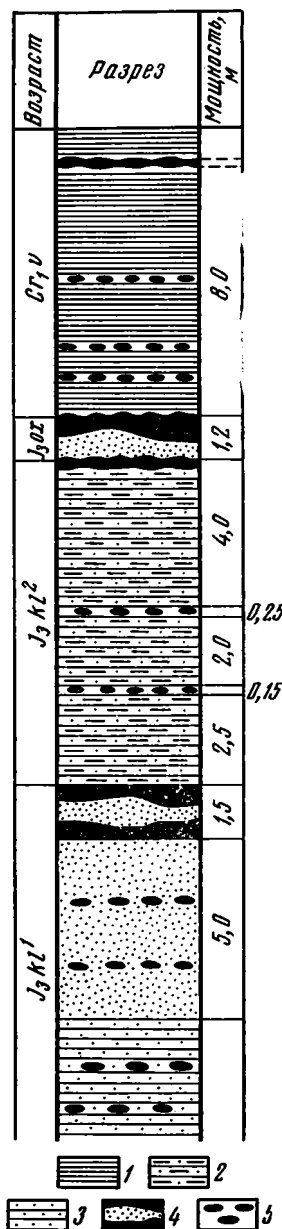
ми фосфатсодержащих мергелей. Фосфат изотропный желто-бурый присутствует в виде скоплений неправильной формы. Содержание P_2O_5 от 0,4—0,8 до 2,4%, единичные пробы — 14,4%.

Выше с размывом залегает лептохлоритовый песчаник нижнего оксфорда (1,2 м); цементом является хлорит-карбонатное вещество с небольшой примесью фосфата, который обычно ассоциирует с сидеритом; фосфоритоносна верхняя часть песчаника, более ожезненная и известковистая; содержание P_2O_5 в ней достигает 2,84—5,6% (6 анализов).

Фосфоритоносный пласт обнаружен на правом берегу р. Лены, ниже устья р. Менгере (фиг. 6). Здесь в основании отложений нижнего волжского яруса (сытогинская свита) залегает пласт конгломерата мощностью 0,8 м. Галька в конгломерате (от 1—2 до 8—10 см) представлена перемытыми фосфоритами, сцементированными рыхлым песчаником. Содержание в фосфоритах P_2O_5 изменяется от 7,81 до 17,0—19,38%; содержание P_2O_5 на всю массу породы 1,50—2,4% (8 анализов).

Нижний мел. Морские отложения валанжина широко развиты в низовьях р. Лены. Они с размывом залегают на келловейских или оксфордских отложениях. Фосфоритоносность в них приурочена к нижней, трансгрессивной части валанжина, представленной толщей аргиллита, мощностью 25—30 м (фиг. 7). В южном крыле Чекуровской антиклинали разрез валанжина начинается пластом среднезернистого, кварцево-полевошпатового песчаника, местами алевро-псаммитовой структуры. Он сложен обломками кварца, полевого шпата, кремнистых метаморфических и эффузивных пород кислого, среднего и основного состава; присутствуют и обломки фосфата. Кластический материал сцементирован раскристаллизованным глинистым материалом с примесью органического вещества и реже — фосфата. В песчанике заключены довольно многочисленные желваки песчаных фосфоритов округлой и неправильной формы. В них установлено от 9,20 до 18,60% P_2O_5 . Мощность песчаника 1,7—1,9 м.

В залегающей выше аргиллитовой толще сосредоточены многочисленные желваки глинисто-



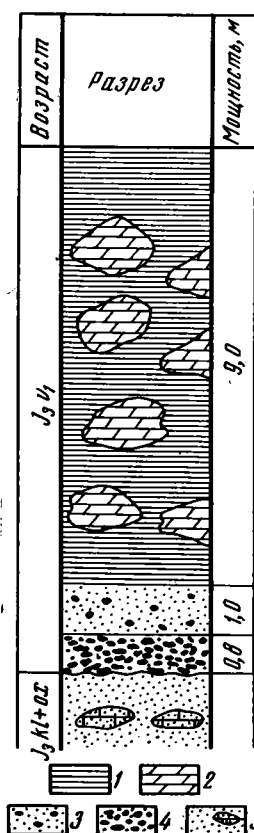
Фиг. 5. Разрез верхней юры на левом берегу р. Лены, в 9 км ниже устья р. Буотаар

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — алевро-псаммиты; 4 — известковистые фосфатсодержащие песчаники; 5 — линзы и желваки глинисто-известковых фосфатсодержащих пород и фосфоритов

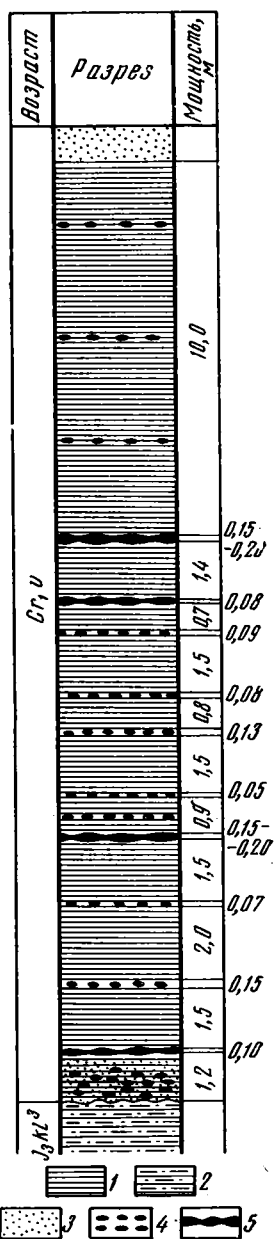
сидеритовых и глинисто-известковых фосфоритов, эллипсоидной и уплощенно-шаровидной формы. Обычно в конкрециях внутренняя часть сложена черным аморфным фосфатом, а наружная — сидерито-фосфатом. Здесь так же, как и в среднеяловых конкрециях, наблюдается замещение фосфата карбонатом, причем дефосфатизация идет с периферической части желваков. Размеры желваков колеблются от 5 до 15—20 см. Иногда, срастаясь, они образуют линзовидные прослойки.

Конкреции фосфоритов группируются в серию однородных прослоек. Таких прослоек в нижней пачке аргиллитов мощностью 22—25 м 12—13. Мощность бесфосфатных пород между фосфоритными слоями от 0,3 до 0,8—1,5 м.

Среди желваков валанжинского яруса различают карбонатные, фосфат-карбонатные, карбонатно-фосфатные и фосфатные. Карбонатное вещество их представлено в основном сидеритом с примесью кальцита. Фосфат в них развит в виде скоплений неправильной формы; количество его колеблется в больших пределах и зависит от степени замещения фосфата карбонатом. Представлен он изотропной разновидностью. Примесь терригенного материала в желваках составляет 3—5—20%; это угловатые и корродированные зерна кварца и плагиоклаза алевролитовой размерности.



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 6. Разрез фосфоритонесущей части отложений нижнего валанжинского яруса; правый берег р. Лены, у устья р. Менгере
1 — аргиллиты; 2 — мергельные конкреции; 3 — пески с редкими гальками фосфоритов; 4 — фосфоритовый конгломерат; 5 — песчаник слабосцементированный с линзами известковых песчаников

Фиг. 7 Разрез фосфатной пачки в основании валанжинского (левый берег р. Лены у пос. Кумах-Суурт)
1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — желваки глинисто-сидеритовых фосфоритов; 5 — желваки фосфоритов, сросшиеся в плиту

Породы	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O
Песчанистая сидерито-фосфатная конкреция	Карнийский ярус	41,36	0,44	4,96	1,83	4,61	21,13	0,76	0,44	1,08
Фосфато-сидеритный желвак	Плинсбах	51,92	Следы	4,75	3,48	5,03	15,57	0,71	0,04	0,54
Сидерито-фосфатный желвак	»	19,47	Следы	4,87	5,31	8,72	27,12	0,98	0,20	0,32
	»	27,80	0,09	6,44	11,31	31,88	28,41	1,52	0,51	0,27
Фосфато-сидеритный желвак	»	48,54	0,09	5,34	2,66	4,98	17,09	0,71	0,10	0,65
Сидерито-фосфатный желвак	»	28,58	0,03	5,82	4,04	7,65	23,81	1,03	0,18	0,54
»	»	27,72		6,30	11,65		27,32	1,45		
Карбонатно-фосфатный желвак	Байос	20,46	0,11	2,94	5,28	6,96	27,64	1,44	0,14	0,55
Фосфатно-кальцитовый желвак	»	32,00	0,22	3,44	4,77	2,82	25,97	0,93	0,08	0,71
Фосфоритный конгломерат	Нижний волжский ярус	22,32	0,17	3,30	6,68	1,01	27,27	0,41	0,15	1,24
Фосфатно-карбонатный желвак	Валанжин	24,66	0,31	5,08	2,65	12,97	22,37	1,12	0,95	0,59
Карбонатно-фосфатный желвак	»	21,79	0,34	5,67	2,81	7,00	30,02	0,52	0,28	1,24
	»	16,10		3,85	3,77		38,11	1,09		
	»	17,46		3,94	6,98		35,38	1,30		

Примечания: Аналитики — Игнатьева (лаборатория ЯФСОАН СССР), Зверева (лаборатория ГИГХС).

Фосфатные желваки характеризуются криптокристаллической структурой с элементами алевролитовой и оолитовой. Они сложены оолитами фосфатного вещества с примесью карбоната, тонкого глинистого и кластического материала. Некоторые из них, напоминая зернистые фосфориты, состоят из фосфатных зерен, промежутки между которыми заполнены кальцитом. Последний интенсивно корродирует и замещает фосфат. В отдельных местах наблюдается оолитовое строение, причем внешняя оболочка оолитов замещается кальцитом. Содержание P_2O_5 в желваках в зависимости от замещения фосфатного вещества карбонатом варьирует от 5,93—12,8 до 20,6—23,97%.

Согласно существующим классификациям, рассмотренные выше фосфориты могут быть подразделены на две группы — геосинклинальные (карбон, пермь), к которым близки также фосфориты Предверхо-янского краевого прогиба (кембрий, триас, юра, нижний мел) и платформенные (средняя и верхняя юра, нижний мел). Среди фосфоритов обеих групп наибольшее значение имеют желваковые фосфориты, которые образуют значительные скопления в карбоне, триасе (все три отдела), юре (нижний, средний и верхний отделы) и в нижнем мелу (валанжине). Больше всего этот тип фосфоритов развит в Предверхо-янском прогибе, особенно в низовьях р. Лены и в прилегающих к нему частях Сибирской платформы и Верхоянской геосинклинали. Не менее распространены и пластовые фосфатизированные породы. Они известны среди кембрийских, каменноугольных, триасовых и юрских сложений.

Таким образом, в результате проведенных исследований удалось установить весьма широкую фосфоритоносность исследованного района и определенную закономерность в размещении последней по разрезу.

нижнего течения р. Лены (%)

K_2O	P_2O_5	$S_{общ}$	CO_2	F	H_2O	П. п. п.	Сумма	F: P_2O_5	CO_2 : P_2O_5	CaO : P_2O_5
0,86	14,04	0,21	4,05	1,47	2,81	—	99,32	0,10	0,29	1,50
0,48	10,63	1,04	1,21	1,22	3,01	0,86	99,98	0,11	0,11	1,46
0,46	20,58	2,13	3,42	2,06	3,08	2,19	100,04	0,10	0,16	1,32
0,53	19,04	—	1,29	1,61	—	Нераств. остаток 29,90	—	0,09	0,06	1,50
0,56	12,32	0,10	1,24	1,35	2,74	1,95	99,85	0,11	0,10	1,38
0,48	18,57 18,93	0,05	2,05 0,71	1,90 1,63	3,60	0,85 Нераств. остаток 30,16	98,38	0,10 0,09	0,11 0,84	1,28 1,89
0,73	14,60	0,25	12,31	1,52	2,92	1,39	98,60	0,10		
0,64	10,27	2,27	10,96	1,57	2,46	2,06	100,51		0,23	1,80
0,89	19,34	4,49	4,60	2,43	4,01	0,76	98,07	0,12		
0,53	9,26	0,44	15,16	1,13	3,06	0,19	100,47		0,57	0,50
1,11	15,23 23,41	0,21	8,68 5,02	1,90 2,29	4,02	— Нераств. остаток 19,15	100,02	0,12 0,098	0,21 0,30	1,62 1,66
	21,32		6,35	1,94		Нераств. остаток 19,07		0,09	0,04	1,44

Выявлены интервалы с наибольшей фосфатобильностью (оленокский и карнийский ярусы, плинсбах, байос, нижний волжский ярус, валанжин), которые, как правило, приурочены к началу трансгрессивных серий.

Исследованиями в прозрачных шлифах было установлено, что основная масса наших фосфоритов сложена изотропным или слабодвупреломляющим скрытокристаллическим веществом светло-бурого, буровато-желтого, желтовато-бурого или желтовато-коричневого цвета с примесью тонкодисперсного материала. Исключение составляют лишь некоторые фосфориты валанжина с криптокристаллической структурой фосфата, заключающей элементы алевролитовой и оолитовой и напоминающей зернистые пластовые фосфориты.

Приведенные химические анализы желваковых фосфоритов низовьев р. Лены, в которых при микроскопическом изучении не обнаружено примеси карбонатов, показывают довольно устойчивые соотношения важнейших компонентов (табл. 1). В них отношение F: P_2O_5 изменяется от 0,09 до 0,12, чаще встречается 0,10—0,11; CO_2 : P_2O_5 — от 0,10 до 0,21—0,23; CaO : P_2O_5 — от 1,32 до 1,66.

Показатель преломления изотропного фосфата этих фосфоритов варьирует от 1,595 до 1,610. По данным А. В. Ивановской (1964), показатели преломления изученных ею фосфатов триаса низовьев р. Лены колеблются от 1,606 до 1,612. Р. С. Родин (1964) приводит несколько более высокий показатель преломления (1,610—1,620) для фосфатного вещества триасовых отложений Хараулахских гор.

Частыми спутниками описываемых фосфоритов являются лептохлориты, сидериты, кальцит, пирит, органическое вещество, кварц, полевые шпаты, минералы глин, реже глауконит, значительно реже гема-

тит, из аксессуарных минералов — циркон и гранат. С фосфоритами наиболее тесно ассоциируют, образуя устойчивый парагенезис, — сидерит, пирит, лептохлориты, глины, кальцит. Все без исключения фосфориты рассмотренных отложений богаты минералами железа (сидеритом, пиритом, железистыми хлоритами), присутствующими как в самих желваках фосфоритов и фосфатизированных породах, так и во вмещающих их отложениях. В фосфатных слоях очень часто встречаются раковины головонгих, пластинчатожаберных, плеченогих, остатки ежей и реже брахиопод.

Результаты химических анализов фосфоритов дают наглядное представление о качественной характеристике фосфоритов нижнего течения р. Лены. Несколько повышенные содержания в них полторных окислов (Al_2O_3 и Fe_2O_3), составляющих от 6,79 до 8—8,5% и даже 16%, объясняются, на наш взгляд, увеличением одной из составляющих этих окислов (Fe_2O_3) за счет окисления сидерита и пирита в зоне выветривания. Количественное распределение MgO в фосфоритах зависит от распределения содержаний сидерита. Из этого следует, что подавляющая масса MgO связана с сидеритом, ассоциируя с последним, а не с силикатами. Такой же примерно закономерности подчинено и распределение MnO , за исключением отдельных проб из отложений валанжина, в которых отмечено повышенное содержание MnO (1,14%). Содержание окислов K и Na находится в прямой зависимости от примеси в фосфоритах терригенных компонентов. Весьма любопытной является закономерность распределений в фосфоритах окисла титана. В наибольших количествах он содержится в фосфоритах карнийского (0,44%) и валанжинского (0,34%) ярусов. Промежуточное положение по содержанию окиси титана занимают фосфориты байоса (0,22%). Наименьшие его количества (сотые доли процента) находятся в сидерито-фосфатовых желваках плинсбаха, в которых почти не обнаруживается примесь терригенного материала. Установленное распределение титана в фосфоритах является, вероятно, реальным отражением распределения его в общем разрезе мезозоя Хараулахских гор. В этом случае наибольшие его содержания в некоторых интервалах разреза отвечают, очевидно, этапам наиболее интенсивного размыва и переноса продуктов разрушения трапповой формации Сибирской платформы, являющейся основным источником титановых минералов. Как увидим далее, высказанное предположение подтверждается таким же распределением в фосфоритах весьма родственных элементов.

Полученные нами результаты спектрального анализа не только фосфоритов, но и вмещающих пород, показывают, что распределение некоторых элементов-примесей подчинено определенной закономерности. Данные этих анализов сведены в табл. 2. Из таблицы, составленной по данным приближенного количественного спектрального анализа² видно, что наблюдается прямая зависимость между фосфатообильными интервалами разреза и максимальными значениями элементов P и Ca . Такое распределение не случайно, оно, как увидим ниже, в целом ряде случаев будет повторяться при распределении других элементов. Так, закономерности распределения по разрезу элементов B , V , Cr и Sr в общих чертах такие же, но с некоторыми отклонениями.

Большинство рассмотренных элементов — бор, ванадий, хром и в меньшей степени молибден (по последнему меньше всего данных), — обладающих различными физико-химическими свойствами (Виноградов, 1956), имеют близкий характер распределения.

Прежде всего не подтверждается распространенное мнение о постоянной приуроченности концентрации ванадия к фосфоритам. Наименьшие количества ванадия и бора (от 0,002 до 0,007%) установлены

² Количественное содержание бора получено спектральным путем.

Распределение редких элементов по данным спектрального анализа в фосфоритах и вмещающих породах (%)

Породы	Возраст	P*	B	Mo	V	Sr	Cr
Карбонатно-фосфатные конкреции	Валанжин	7,2	0,0056	0,0002	0,007	0,2	0,002
Песчанистая фосфатная конкреция	»	6,3	0,0042	0,007	0,02	0,45	0,009
Фосфатсодержащий песчаник	»	0,4	0,007	0,007	0,07	0,45	0,02
Лептохлоритовый фосфатный песчаник	Оксфорд	2	0,024	0,0007	0,02	0,2	0,02
Фосфатсодержащий известковый песчаник	Келловей	1,4	0,0106	0,0007	0,02	0,2	0,007
Фосфатная мергельная конкреция	»	0,5	0,007	0,0007	0,02	0,2	0,007
Фосфатсодержащий алевролитовый мергель	Бат	0,2	0,003		0,007	0,2	0,007
Песчанистый мергель	Байос	2,45	0,007		0,005	0,13	0,0007
Фосфатные мергельные конкреции	»	4,35	0,012		0,014	0,2	0,007
Сидерито-фосфатные конкреции	Плинсбах	6,9	0,0076	0,0002	0,004	0,13	0,004
Полимиктовый фосфатный песчаник	»	1,3	0,015	0,0007	0,013	0,07	0,002
Базальный песчаник и гравелит	»			0,0007	0,04	0,04	0,04
Фосфатсодержащий известковый алевролит	Карнийский ярус	1,3	0,021	0,015	0,006	0,2	0,006
Карбонатный фосфатный песчаник	»	2,4	0,02		0,02	0,2	0,04
Песчанистый фосфат-карбонатный желвак	»	4,2	0,0047	0,006	0,04	0,2	0,02
»	»	0,2	0,025	0,002	0,02	0,06	0,02
Аргиллит	»	0,7		0,002	0,02	0,04	0,04
Фосфатсодержащий песчаник	Анизийский ярус	0,6		0,007	0,002	0,06	0,002
»	»	2	0,015		0,02	0,2	0,006
Фосфатный конгломерат	»	2	0,013		0,007	0,2	0,02
Фосфат-карбонатные желваки	»	0,7	0,0039	0,015	0,04	0,7	0,02
Фосфатный известковый песчаник	»	4,2	0,012	0,0007	0,02	0,2	0,007
Мергельные фосфатные конкреции	Оленекский ярус	0,03					
Фосфоритовый конгломерат	»	2	0,02		0,002	0,06	0,007
Известковый фосфатный песчаник	Пермь	1,7	0,015	0,002	0,02	0,2	0,007

* Приведены осредненные количественные содержания, полученные в результате пересчета данных химических анализов на P_2O_5 .

в наиболее высоких по качеству фосфоритах валанжина (8 обр.) и плинсбаха (16 обр.). Максимальные же концентрации этих элементов обнаружены в базальных песчаниках плинсбаха оксфорда и валанжина.

Характер распределения хрома по разрезу близок к распределению ванадия и бора.

У стронция мы имеем дело не с упорядоченным типом распределения элемента, поскольку нет отчетливо выраженной закономерности в приуроченности концентраций стронция к определенному литологическому типу пород. Он является частым спутником не только песчаников, но и глинистых пород, не только фосфоритов, но и бедных фосфатом пород.

Таким образом, для этих элементов более обычны повышенные концентрации в песчаниках и в типах пород, обогащенных терригенным материалом, хотя нередко они и в породах тонкозернистых, особенно в триасовых фосфатных образованиях.

Закономерности их распределения помогают выявить, что кроме грубой взвеси устанавливается и более тонкая, свидетельствующая о более значительном развитии процессов химического выветривания. Последние наиболее заметны в триасе.

Геологические, петрографические и геохимические данные позволяют говорить, что у северо-восточной окраины Сибирской платформы в

карбоновое, триасовое, юрское и нижнемеловое время существовали условия, довольно благоприятные для накопления фосфоритов. Наличие стеногалинных фаун во всех интервалах разреза служит доказательством того, что отложение осадков происходило в морском бассейне нормальной или близкой к нормальной солености.

Морской бассейн в средне- и верхнекарбоновое время был открытым, довольно глубоководным, нормальной солености со следами сероводородного заражения. В нем накапливались мощные кремнисто-карбонатные толщи в геосинклинальных условиях. В этих толщах скопления фосфоритовых и фосфатсодержащих желваков появляются значительно позднее начала трансгрессивного цикла.

В раннетриасовом открытом бассейне нормальной солености шло накопление сравнительно маломощных алевроито-глинистых осадков в условиях глубокой части шельфа на склоне платформы. Желваки фосфоритов и фосфатсодержащих пород появляются здесь несколько позднее начала трансгрессивной серии. Средне- и верхнетриасовый бассейны, если судить по характеру осадков и фауне, характеризовались более мелководными условиями, обстановкой верхней части шельфа с обычным перемывом и переотложением желваков.

Морские фосфоритоносные бассейны плинсбахского, байосского и валанжинского веков очевидно были полузамкнутого типа, о чем свидетельствует характер осадков, а также однообразие и угнетенность ископаемой фауны. В этих бассейнах, в условиях нижней, более глубокой части шельфа формировались в основном глинистые породы, чрезвычайно богатые органическим веществом, сидеритом и сульфидами. Последние указывают на существенную роль, которую играло сероводородное заражение в бассейне. Полузамкнутость этих бассейнов почти исключала возможность широких связей с открытым морем и тем более подтока глубинных вод из океанов.

Формирование фосфатоносных образований происходило обычно в начальный период трансгрессий, и в основании накапливающихся глинистых морских толщ. Форма желваков, характер их залегания указывают на то, что образовывались они в более глубокой части шельфа при гидродинамическом режиме, исключающем перемыв и переотложение желваков.

Образование фосфатсодержащих пород оксфордского и келловейского ярусов, как можно заключить из рассмотренного материала, связывается с мелководными условиями открытого морского бассейна. На это указывает и фосфатизация копрогенных остатков и обрастание их фосфатной оболочкой.

Принадлежность подавляющей массы рассмотренных фосфоритов к желваковому типу свидетельствует, как справедливо замечает Н. М. Страхов (1963), что в процессе накопления осадков происходила мобилизация фосфора, а затем в раннем диагенезе начиналось энергичное перераспределение в них фосфатов вместе с карбонатами, с образованием стяжений, таких обильных среди верхнепалеозойских и мезозойских отложений Якутии.

Неоднократно фиксируемый перемыв фосфатного осадка, особенно в начале трансгрессий или благодаря воздействию подводных течений на участках приподнятого дна, нередко сопровождался концентрацией желваков в результате выноса более тонких безфосфатных терригенных частиц. Такие явления, видимо, имели место при накоплении фосфатных желваков в среднекаменноугольное время; определенно они фиксируются в пермских и триасовых отложениях.

На основании изложенных данных можно предположить, что фосфатизация рассматриваемых толщ происходила в условиях, характерных для образования хомогенных фосфоритов. Если исходить из имеющегося фактического материала, то в вопросах генезиса фосфоритов, очевид-

но, правдомерной является химическая гипотеза А. В. Казакова (1939) с очень существенной поправкой Н. М. Страхова (1963). Последний считает, что садка фосфатов во внутриконтинентальных морях платформенного типа была возможна вовсе не за счет подтока глубинных вод из океанов, а за счет концентраций P_2O_5 в глубоких горизонтах самих платформенных морей, где в иловых растворах концентрация фосфатов превосходит 1000 мг/м^3 воды.

Таким образом, выявляется весьма широкая фосфатизация пород бассейна нижнего течения р. Лены, охватывающая отложения кембрия, карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела. Не думаю, чтобы она ограничивалась только этим районом. Выявленная закономерность в распределении фосфоритов и фосфатных пород в разрезе палеозоя и мезозоя низовьев р. Лены может служить одной из геологических предпосылок при поисковых работах на фосфориты. Представление о хемогенном происхождении фосфоритов и приуроченности фосфоритообразования к перечисленным выше фаціальным условиям позволяет увереннее прогнозировать и вести работы на фосфориты, сосредоточивая их в отложениях определенных литологического комплекса и возрастной принадлежности. Немаловажную роль при прогнозных оценках будет играть факт приуроченности наибольшего фосфатонакопления к основанию трансгрессивных циклов, которые в рассматриваемом районе особенно четко выражены.

Наряду с фосфоритами довольно высокого и среднего качества чаще встречаются бедные фосфатные руды, а фосфатсодержащие породы с P_2O_5 от долей процента до $1\text{—}1,5\%$ широко распространены среди отложений карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела.

Наибольший интерес в практическом отношении (по качеству фосфоритов, мощности и выдержанности, а также количеству прослоек и продуктивности фосфатного материала) представляют фосфориты плинсбахского яруса, байоса, верхней юры (нижний волжский ярус), валанжина и, видимо, среднекаменноугольных отложений. Очевидно, меньшее значение имеют фосфориты и фосфатные породы кембрия и триаса, хотя в этом нельзя быть окончательно уверенным.

Нельзя не учитывать, что в изученном районе фосфориты нередко образуют ряд тонких прослоек, разделенных слабофосфатными и пустыми породами, поэтому несмотря на то, что продуктивность фосфатного материала большая, а отдельные желваки довольно высокого качества, валовое содержание P_2O_5 в фосфоритной руде может быть довольно низким. Однако следует иметь в виду, что могут быть выявлены районы более благоприятные в отношении фосфатонакопления. По нашему мнению, такими районами является восточный склон Сибирской платформы на стыке ее с Предверхоанским краевым прогибом и особенно поперечные антиклинальные поднятия последнего. Конседиментационное развитие широко распространенных здесь валов и пологих антиклиналей (Оленекское, Мунское и др.) приводило к перерывам в осадконакоплении и к наиболее интенсивному вымыванию бесфосфатного терригенного материала. Там создавались условия для дополнительной концентрации фосфоритных галек и желваков. Вполне естественно предположить, что по мере движения от осевой части краевого прогиба в сторону платформы условия для концентрации фосфоритов будут улучшаться.

Изложенный выше материал позволяет рассматривать эти находки как возможный потенциальный источник бедных фосфатных руд. Некоторые из них вследствие довольно высокой продуктивности и благоприятного географического положения могут представлять значительный интерес. Поэтому необходимо усилить поисковые работы, которые безусловно принесут много нового в отношении изучения этого важного полезного ископаемого на территории Якутии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1954.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Гиммельфарб Б. М. Проблема поисков фосфоритов в СССР. В кн. «Вопр. геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.
- Гиммельфарб Б. М. Состояние и перспективы расширения сырьевой базы производства фосфатных удобрений на территории СССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. НИИГА, т. 118, 1961.
- Ивановская А. В. Фосфатоносные отложения нижнего триаса междуречья Лены и Оленек. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 28, 1964.
- Казakov А. В. Фосфоритные фации. Тр. Н.-и. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. 145, 1939.
- Казаринов В. П., Яншин А. Л. Перспективы поисков фосфоритов и калийных солей в Сибири и на Дальнем Востоке. Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Родин Р. С. Фосфатоносность мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 28, 1964.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С. и др. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 99, 1959.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Фришенфельд Г. Э. Результаты поисков фосфоритов по р. Мархе (бассейн р. Вилюй) в Якутской АССР. Тр. Научн. ин-та удобр. ежег. за 1930 г., вып. 100. Агрономич. руды СССР, т. 1, ч. 2, 1932.
- Фришенфельд Г. Э. Новые данные по геологии Анабарского и Хатангского районов. Сб. акад. В. А. Обручева. Изд. АН СССР, т. 1, 1938.
- Херасков Н. П. и Петров Ю. А. Поиски фосфоритов в западной части Верхоянского хр. Тр. научн. ин-та по удобр. и инсектофунгицидам, вып. 138, 1937.

Филиал Сибирского отделения
АН СССР
Якутск

Дата поступления
1.IX.1965

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.52(571.1)

К ВОПРОСУ О ВИВИАНИТАХ ЗАУРАЛЬЯ

Е. И. ТАРАКАНОВА

Вивианиты обнаружены автором летом 1964 г. в торфяном месторождении Боровое-П, расположенном в 15 км южнее г. Тюмени. Местность здесь равнинная, со слаборасчлененным рельефом, на фоне которого широко развиты западины, котловины и озера. Понижения нередко расположены группами; они как бы фиксируют прежнее положение русел рек Туры и Пышмы. В одной из таких узких вытянутых котловин, приуроченных к третьей террасе р. Пышмы, залегает торфяник. Длина его около 12 км, ширина 0,8—2,6 км.

Четвертичный покров представлен здесь речными и озерными осадками — песками, алевритами и глинами; мощность его достигает нескольких метров. Под четвертичными осадками залегают олигоценые пески, нередко глинистые, чередующиеся с тонкими прослойками и линзами глинистого алеврита и глины общей мощностью 20—111 м.

На поверхности торфяника отмечено значительное количество ручьев, мелких рек и озер. Берега озер горькие, дно сложено сапропелями. Площадь некоторых из них достигает 4,5 км², глубина не превышает 1,5 м. Многочисленными суходолами торфяник расчленен на ряд небольших обособленных массивов.

Разрез торфяной залежи изучался нами в 25 пунктах. Ботанические и спектральные анализы торфа выполнены по разрезу залежи через 0,5 м в девяти пунктах. В почве торфяника наиболее распространены тонко- и мелкозернистые пески, сапропели, реже наблюдаются супеси и суглинки. Сапропели заключают в себе многочисленную диатомовую флору, мелкие раковины пресноводных и остатки рыб. Примесь сапропелевого вещества наблюдается и в нижних горизонтах торфяной залежи.

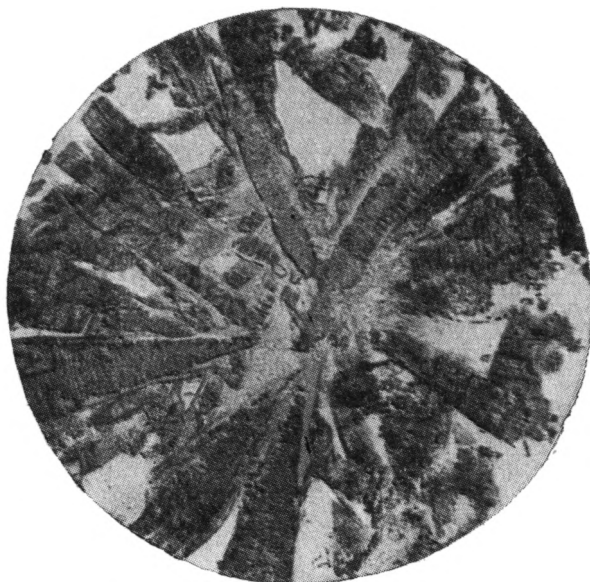
Ботанические анализы торфа, произведенные в лаборатории Свердловского торфстреста, показали, что залежь сложена в основном низинными торфами. В ее образовании принимают участие преимущественно осоки (55%), остатки древесной растительности (15,2%) и зеленых мхов (13,6%). Из других травянистых растений чаще встречаются хвощ, вахта и тростник. Сфагновые мхи наблюдаются редко (0,5%). Степень разложения торфа колеблется от 20 до 55% в среднем 26%. Лишь на небольшой площади залежь сложена верховыми и смешанными торфами средней и низкой степени разложения; эти участки месторождения не эксплуатируются.

На месторождении в отвалах осушительных каналов были обнаружены крупные куски ярко-синего окисленного вивианита — керченита. Протяженность отвалов достигает 250—300 м. Внутренняя часть кусков не всегда окислена полностью и участками имеет серовато-белый цвет. Судя по распространению отвалов на площади, неокисленный вивианит залегает в виде линз в основании торфяной залежи, на небольшой глубине от поверхности — в среднем около 2 м. Мощность линз не установлена, так как дно канав заполнено водой.

В тонком шлифе под микроскопом¹ в «синей» вивианитовой породе кроме окисленного вивианита присутствуют в переменном количестве тонкодисперсное илистое (?) вещество, растительные остатки и единичные округлые зерна плагиоклаза и кварца. Окисленный вивианит имеет окраску от светло-зеленоватой или темно-синей до бледно-буровой. Он формирует тонкозернистые скопления, нередко vyplняющие полости растительных тканей, лучистые и сноповидные образования, а также отдельные зерна. Форма зерен чаще игольчатая, длиннопризматическая и призматическая с клиновидным окончанием; размер их 0,80—0,08×0,05—0,008 мм. В шли-

¹ Оптическое изучение вивианитов выполнено М. П. Жуйковой.

фах выделяются два сечения кристалликов: одно со слабым плеохроизмом, едва заметными трещинками спайности и косым угасанием. По оптической ориентировке оно близко к сечению, проходящему перпендикулярно к Np , с выходом одной оптической оси. Плеохроизм по Nm светлый желтовато-зеленый, по Ng — светлый зеленовато-буроватый; $2v$ положительный, большой; угол угасания с $Ng=29-30^\circ$; для второго сечения пластинок характерен сильный плеохроизм (по Np синий и темно-синий,



Радиальнолучистое стяжение кристаллов β -керченита,
увел. 120

по Ng — светлый зеленоватый) и наличие трещинок отдельности. Показатели преломления пластинок, определенные в иммерсионных препаратах из естественно высушенных образцов следующие: $Ng'=1,648 \pm 0,004$, $Nm=1,616 \pm 0,004$ и $Np'=1,605 \pm 0,004$.

В отдельных шлифах торфа из нижней части залежи встречаются радиальнолучистые агрегаты кристаллов вивианита клиновидной формы (см. фигуру). Размер их значительно больше, чем охарактеризованные выше. Включений вивианита, различных макроскопически, в этом торфе не обнаружено. Сапропели местами также содержат вивианит.

Химическому анализу подвергнуто два образца синего вивианита и один образец желтовато-серого оксикерченита (см. таблицу).

По соотношению $FeO:Fe_2O_3:P_2O_5$ рассматриваемый минерал отвечает фосфату железа, названному С. П. Поповым (1929) керченитом состава $5RO \cdot 2Fe_2O_3 \cdot 3P_2O_5 \cdot 23H_2O$, где в RO входит закись железа с некоторой изоморфной примесью марганца, магния и кальция. β -керченит известен также из торфяника Тамбовской области Центрально-Русской лесостепи, [формула его минерала $5,4 (Fe, Mg, Ca)O \cdot 2,6Fe_2O_3 \cdot 3P_2O_5 \cdot 22,6H_2O$] и из Койдановского болота БССР. Из сравнения формул видно, что β -керченит месторождения Боровое имеет большую степень окисленности, чем аналогичный минерал из Центрально-Русской лесостепи. Содержание воды нами не сравнивается, так как оно разными исследователями определялось различно.

Спектральный полуколичественный анализ² синего вивианита обнаружил в нем следующие элементы (в порядке убывания): алюминий, мышьяк, барий, титан, никель и следы ванадия.

Вторая разновидность окисленного вивианита — желтовато-серого цвета, оптически изотропная, $N=1,648-1,655$. Она образует мономинеральные агрегаты, заключающие в себе отдельные зерна длиннопризматического вида с нечеткими очертаниями, редкие пластинки β -керченита и сгустки непрозрачного вещества.

Наиболее близким к этой разновидности из известных фосфатов железа является оксикерченит, формула которого, по данным С. П. Попова (1929): $RO \cdot 4Fe_2O_3 \cdot 3P_2O_5 \cdot 21H_2O$.

² Спектральные анализы вивианита и торфа выполнены в Институте геологии УФАН под руководством Н. А. Ярош.

Оксикерченит отличается от β -керченита большей окисленностью и занимает промежуточное положение в ряде вивианит-босфорит.

Спектральные анализы торфа, выполненные в 9 пунктах месторождения по разрезу залежи (параллельно с ботаническими анализами), показали наличие фосфора в большей части проанализированных проб: из 34 анализов фосфор обнаружен в 21. Его содержание колеблется в пределах 0,01—1% и только в двух пробах превышает 1%. Из литературы (Бушинский, 1952) известно, что торф с содержанием фосфора более 1% представляет интерес как торфо-фосфатное полезное ископаемое для удобрения. Какой-либо зависимости концентрации фосфора от ботанического состава торфа не наблюдается. Как правило, более высокие концентрации этого элемента приурочены к верхней части торфяной залежи и установлены преимущественно в тех участках торфяника, где торф подстилается сапропелями.

Кроме месторождения Боровое-П, к западу от него известно еще два торфяных месторождения низинного типа, заключающих в себе вивианиты: Липняжное и Власиное. Они расположены на лезобережной надпойменной террасе р. Ница в Еланском районе Свердловской области; ни одно из них не эксплуатировалось. Указанными в настоящей работе месторождениями, по-видимому, не ограничиваются ресурсы вивианитов в Зауралье. Благоприятной средой для их накопления здесь могли служить торфяные болота, приуроченные к понижениям рельефа. Поэтому месторождения, аналогичные Боровому-П, могут иметь гораздо более широкое распространение.

Химический анализ вивианита (вес.%)

Компоненты	Образец 1	Образец 2	Образец 3
P_2O_5	23,85	23,19	23,79
FeO	13,94	14,37	6,54
MnO	0,98	0,78	1,08
MgO	0,33	0,59	0,34
CaO	0,03	не обн.	0,16
Fe_2O_3	26,13	26,15	32,25
SiO_2	0,43	0,42	0,46
H_2O-100°	14,27	14,50	17,78
H_2O+100°	14,61	14,00	12,52
Сухой нерастворенный остаток	4,56	4,06	5,17
Сумма	99,13	98,06	100,09

Примечание: образцы 1 и 2—вивианит темно-синий; образец 3—оксикерченит желтовато-серый. Аналитик В. А. Руднева, Институт геологии УФАИ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия, Госгеолтехиздат, 1950.
 Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXI, № 3, 1946.
 Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. Изд. АН СССР, 1952.
 Бушинский Г. И. Агрономические руды — камни плодородия. Природа, № 12, 1961.
 Добровольский В. В. Фосфаты из современных торфяных отложений Центрально-Русской степи. Тр. минералог. музея. Изд. АН СССР, вып. 8, 1957.
 Лесняк В. Ф., Ясинская А. А., Тымчишин Я. Д. Вивианит западных областей УССР. Вопросы минералогии осадочных образований. Изд. Львовского ун-та, кн. 6, 1961.
 Ли П. Ф., Равдоникас О. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Тюменского Зауралья. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 36, 1960.
 Литвиненко А. У., Хмарский Н. З. Бета-керченит из четвертичных аллювиальных отложений р. Днепра в районе г. Днепродзержинска. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва при Ун-те, № 13, 1959.
 Попов С. П. О керченитах. Изв. Геол. ком., т. 48, № 10, 1929.
 Чухров Ф. В. О составе и генезисе митридатита. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. 10, 1937.
 Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. Новые данные о керченитах. Вопросы геохимии и минералогии. Изд. АН СССР, 1956.

Институт геологии
 Уральского филиала АН СССР
 Свердловск

Дата поступления
 27.IV.1965

О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ ТЕКСТУРЫ С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ И СТРУКТУРОЙ ПОРОД

Л. Н. БОТВИНКИНА

Выявление взаимозависимости геологических явлений и установление причинных связей — задача весьма существенная и принципиальная. Решение ее имеет значение как при анализе геологических процессов, так и при изучении свойств и признаков непосредственно самих горных пород.

Мы часто не задумываемся над характером связи между признаками породы, или определяем его, судя по первому впечатлению. В частности, когда возникает вопрос о соотношении текстуры с вещественным составом породы, то многие геологи¹ безоговорочно делают вывод о том, что несомненно существует прямая зависимость текстуры породы от ее вещественного состава. Заключение это обосновывается тем, что в одних породах встречаются одни текстуры, а в других — другие. Более того, ряд известных наших исследователей (Гейслер, Грамберг, Либрович и др., 1965) даже утверждают, что текстура зависит от вещества породы, как форма от содержания².

Однако, если разобрать более внимательно связь текстурного признака, с одной стороны, с другими признаками пород, а с другой — с различными геологическими условиями образования, то становится очевидным, что взаимные связи признаков породы, вытекающие из анализа геологического материала, оказываются более сложными, чем это кажется с первого взгляда.

Прежде всего уточним, что мы понимаем под терминами «структура» и «текстура». Как принято в отечественной литературе³, и хорошо сформулировано у М. С. Швецова (1958), структурой называются особенности строения пород, определяемые формой и величиной составных частей породы, а текстурой — те особенности строения породы, которые определяются взаимным расположением ее компонентов. М. С. Швецов выделил три рода текстур: микротекстуры (черты строения, различимые при очень сильном увеличении под микроскопом: форма и расположение микрокристаллов в оолитах, в раковинах организмов и т. д.), мезотекстуры, или просто текстуры, (видные в каждом образце породы) и макротекстуры (видные лишь в больших штуфах, пластах и пачках пластов).

Однако расположение частиц внутри компонентов, слагающих породу (например, концентрическое строение оолитов, слоистое строение глинистых минералов и т. п.) — это строение отдельных компонентов породы и поэтому его следует относить не к текстурному, а к структурному признаку, включая таким образом в понятие структуры не только форму и размер компонентов породы, но и их внутреннее строение.

Расположение различных компонентов в породе образует внутреннюю текстуру слоя породы. При этом мы различаем седиментационную текстуру, сингенетичную осадку, постседиментационную — диагенетическую, и другие вторичные текстуры, сформированные в породе более поздними процессами.

Взаимное расположение разных пород в осадочной толще образует ее текстуру, которая является как бы внешней по отношению к каждому отдельному слою породы.

Следовательно, необходимо (тем более при выявлении причинных связей) четко представлять себе, о чем идет речь: о взаимном расположении частиц внутри компонента породы, о распределении самих компонентов в породе или же о взаимном расположении пород в осадочной толще? Возникновение каждого из этих явлений определяется различными факторами, обычно не зависящими один от другого.

Какой же характер имеет взаимная связь между основными признаками породы: ее структурой, текстурой и вещественным составом?

Структура и вещественный состав — признаки всегда взаимосвязанные. Форма зерен в хемогенных породах обуславливается свойствами самого минерала, его возникновения и роста. Форма зерен в кластических породах также связана с их составом: она определяется первичной кристаллической формой, способностью зерен растрескиваться, окатываться, корродироваться и т. д. Что же касается биогенных пород, то форма их компонентов целиком определяется составом биогенного осадка.

¹ Эта статья написана в результате неоднократных разговоров автора на эту тему с рядом геологов.

² Если рассматривать эти два признака с точки зрения философских категорий, понимая текстуру как форму, то содержанием следует считать отнюдь не вещественный состав пород (думать так было бы слишком примитивно), а те процессы, те движущие силы, которые определяют эту текстуру. В том, что текстура породы определяется процессом седиментации, совершенно отчетливо выступает единство формы и содержания при определяющем значении последнего. Развитие процесса, появление иного содержания, создает новую текстуру, то есть новую форму, соответствующую новому содержанию.

³ В зарубежной литературе эти термины употребляются в обратном значении, наше понятие «текстура» там обозначается словом «структура».

Таким образом, мы можем считать, что если вещественный состав породы рассматривать как содержание, то формой его является структура. Зависимость структурных признаков от вещественного состава видна и в том, что взаимное расположение частиц внутри компонента породы также определяется его составом.

Так например, в оолитовой породе внутреннее строение каждого оолита — концентрическое; это строение присуще породам только определенного состава (карбонатным, железистым и некоторым другим) и не встречается в ряде других пород. При этом текстура самой оолитовой породы совершенно иная; она может быть однородной, косослоистой, и т. д., причем последняя отнюдь не зависит от состава оолитов, а целиком определяется условиями, в которых происходит окончательное их осаждение.

Обратимся теперь к тем процессам, которые определяют появление той или иной текстуры пород, и посмотрим, зависит ли она от вещественного состава последних.

При механической седиментации текстура определяется в основном гидродинамическими (для субаэральных осадков — аэродинамическими) условиями, характером движения среды отложения. Если осадок выпадает из взвеси и не перераспределяется в дальнейшем, то он будет образовывать горизонтальную слоистость. Перераспределение осадка на дне (течением или волнением) образует в нем косую или волнистую слоистость в зависимости от действия агентов переноса и независимо от вещественного состава передвигаемых компонентов осадка. Одно и то же течение создает одинаковый тип косой слоистости в кварцевом песчанике, известняке или туфогенном песчанике, независимо от того, передвигаются ли им зерна кварца, кальцита, или туфовый материал.

С другой стороны, различные условия седиментации создают разнообразные текстуры в породах одного и того же состава, особенно в кластогенных породах (Ботвинкина, 1962, 1965). Так, например, слоистость кварцевых песчаников пляжей отличается от слоистости речных песчаников, а также от слоистости морских песчаников того же состава. Изучение особенностей седиментационных текстур дает нам возможность на основании определения их признаков в породе подойти к реконструкции условий седиментации, что в большинстве случаев и удается сделать. В то же время вряд ли можно найти геолога, который взялся бы по характеру текстуры определить вещественный состав породы.

Хемогенная седиментация является процессом резко отличным от седиментации механической. При этом на особенностях текстур сказываются не гидродинамические условия среды осаждения, а различные химические процессы. Поэтому хемогенная слоистость определяется не столько формой (обычно горизонтальной), сколько строением слоев, их смесью в определенной последовательности и т. п. При этом, так же как и при механической седиментации, при одном и том же процессе хемогенной седиментации в осадках разного вещественного состава возникают одинаковые текстуры. Например, один и тот же тип слоистости может быть и в известняках, и в солях, и в глинах; в толще, предельной чередованием слоев солей разного состава, последние могут иметь совершенно одинаковую текстуру и т. д.

Итак мы видим, что текстура породы, то есть расположение в пространстве ее компонентов, не зависит от вещественного состава самих компонентов. Некоторое влияние последнего может сказываться лишь в подчеркивании характера той или иной слоистой текстуры. Так, например, если в породе есть тяжелые рудные минералы, то, концентрируясь в нижней части косослоистых серий, они более резко выявляют границы последних. Обугленный растительный детрит, расположенный по плоскостям наложения, также делает слоистость более отчетливой, как бы подчеркивая ее черными штрихами, и т. д. Однако тип слоистости от этого не меняется, и форма слоев останется той же, даже если подчеркивающие ее компоненты исчезнут. В этом случае слоистость просто станет менее отчетливой.

Почему же все-таки мы видим, что в ряде случаев определенным породам присущи и определенные текстуры, не типичные для других, а иногда и вовсе в них не встречающиеся? Причины этого разные.

Одна из них — это различие процессов образования текстур в хемогенных, кластогенных и органогенных породах, о чем мы уже говорили. Поэтому, если мы сравниваем породы из разных генетических групп, образованные разным механизмом седиментации, то естественно, что и присущие им текстуры будут различны.

Так, например, отличие текстур, характерных для песчаников, от текстур известняков обусловлено вовсе не тем, что одни сложены в основном кварцем, а другие кальцитом, а тем, что формирование песчаного осадка происходит путем механической седиментации, а карбонатного — связано с химическим или биогенным осаждением. Но в тех случаях, когда карбонатный осадок формируется по законам механической седиментации, в нем возникают те же типы слоистости, которые в этих условиях будут формироваться и в кластогенном осадке — песке или алевролите. Мы знаем примеры косой слоистости известняков, ничем не отличающейся от такой же косой слоистости песчаников. С другой стороны, в чистых известняках одного и того же химического состава, но в одном случае — хемогенном, а в другом — биогенном, мы увидим также и разные типы текстур.

Другая причина кажущейся зависимости текстуры породы от ее вещественного состава — это тесная связь текстурного и структурного признаков, которая сказывается, даже если мы сравниваем породы одной и той же генетической группы.

Однако связь текстуры породы с ее структурой, несомненно существующая, не является причинной. Иными словами, дело не в том, что наличие, скажем, определенной структуры является причиной появления соответствующей ей текстуры, а в том, что на характере обоих этих признаков одновременно сказываются одни и те же процессы переноса и осаждения. Мы знаем, что динамическое состояние среды осаждения обуславливает как размер зерен осадка (структурный признак), так и характер возникающей слоистости (текстурный признак). Так, например, при постоянном сильном течении, создающем крупную косую слоистость, легкие глинистые частицы уносятся дальше и глинистый осадок не образуется. Поэтому в глинах не бывает крупной косой слоистости. Однако при пульсирующем резко изменении мгновенных скоростей потока, те же глинистые частицы выпадают на поверхности косых слоев и входят, таким образом, как составной элемент в косослоистую серию.

Такого же рода связь текстурного признака со структурным сказывается и в том, что крупнозернистым песчаникам, например, свойственны одни типы слоистости, а алевролитам — несколько другие, в то время как их вещественный состав может быть совершенно одинаковым. Такая же связь текстуры со структурой отмечается и в породах хемогенных.

Текстура связана не только с размером компонентов осадка, но и с другим структурным признаком — формой этих компонентов. Так, например, частицы осадка пластичатой формы обычно ложатся параллельно друг другу, образуя тонкую параллельную слоистость. Однако характерная для них горизонтальная форма слоистости обуславливается тем, что такие частицы наиболее легко удерживаются во взвеси и выпадают в большом количестве, образующем слой, лишь при замирании волнения среды осаждения. Осадки с изометричными и равного размера частицами часто кажутся однородными и неслоистыми, так как в этом случае нет компонентов, более отчетливо выявляющих форму слоистости. В породах биогенных связь текстуры со структурой видна, пожалуй, еще более отчетливо.

Таким образом, взаимная связь между структурой и текстурой осадка несомненно существует, а так как структура зависит от вещественного состава, то при поверхностном подходе к вопросу о связях и может показаться, что текстура и вещественный состав также находятся в непосредственной взаимосвязи.

До сих пор речь шла только о седиментационных текстурах, формируемых в процессе осаждения. В выпавшем осадке начинаются новые процессы перераспределения вещества. Они могут в той или иной степени нарушить старую форму — текстуру осадка, а в ряде случаев и создать новую текстуру, более им соответствующую (привести форму в соответствие с новым содержанием). Определенное соотношение диагенетических текстур и вещества породы еще более обращает на себя внимание, чем текстур седиментационных. Это зависит от того, что процесс диагенетического перераспределения происходит различно для разных компонентов осадка, так как последние в этом процессе ведут себя по-разному. С другой стороны, диагенетическое перераспределение вещества создает не только новую текстуру, но и новые минералы, то есть новый вещественный состав породы. Таким образом и диагенетические текстуры породы зависят не от вещественного состава последней, а от тех процессов, которые протекают в осадке до его литификации. Поэтому надо думать, что изучение диагенетических текстур может помочь расшифровке процессов, протекавших в осадке при диагенезе.

Все сказанное касалось внутренней текстуры осадков и пород (в том числе их слоистости).

Различие особенностей слоистой текстуры осадочных толщ (характер ритмичности, или же отсутствие ее, соотношения мощностей слоев, их определенная последовательность и т. д.) также обуславливаются не составом отдельных слоев, а теми процессами, от которых зависит их появление (скоростью погружения, эрозией в области сноса и др.). От этих процессов зависит появление в осадочной толще присущих именно ей текстурных особенностей; это позволяет характеризовать осадочные формации не только по парагенезу пород, но и по особенностям соотношения последних друг с другом (по характеру наложения).

Иногда обращает на себя внимание то обстоятельство, что если одна порода в разрезе сменяется другой (например, слой песчаника сменяется слоем глины), то и текстура внутри этих слоев будет различной. На этом основании часто делается вывод, что, следовательно, изменение текстуры зависит от состава слоя. Но ведь смена пород прежде всего отражает изменение условий седиментации, то есть опять-таки тех процессов, которые являются содержанием, определяющим появление соответствующей формы осадка (его текстуры) и появление новой текстуры внутри нового слоя. Изменение процесса (содержания) и в данном случае приводит к появлению нового типа наложения, то есть к появлению новой формы, отвечающей новому содержанию.

Итак, можно сделать следующие выводы.

1. Структура осадков и пород (то есть форма, размер и внутреннее строение составляющих их компонентов) зависит как от процессов их формирования, так и непосредственно от их вещественного состава. Разному составу (содержанию) отвечают разные структурные признаки пород (форма); изменение состава влечет за собой изменение структуры.

2. Текстура и структура пород — признаки в большей или меньшей степени взаимосвязанные. Однако связь их обусловлена не тем, что наличие определенной структуры

является причиной, выявляющей появление определенной, соответствующей ей текстуры, а главным образом тем, что оба эти признака одновременно определяются процессами формирования осадков и пород.

3. Седиментационная текстура осадка образуется независимо от его вещественного состава и определяется теми процессами, которые формируют осадок. В осадках одного и того же состава под воздействием различных процессов возникают разные текстуры; с другой стороны, в различных осадках, если они формируются в одинаковых условиях, возникают и одинаковые текстуры. Как показано выше, изменение процесса (содержания) приводит к возникновению новой текстуры (формы). Соотношение текстуры и вещественного состава нельзя рассматривать как связь формы и содержания.

4. Именно причинная связь седиментационной текстуры с процессами седиментации, его механизмом, и позволяет восстанавливать по текстурным признакам пород условия образования осадка (то есть реконструировать суть процесса по сохранившейся в породе текстуре).

5. Основные положения справедливы как для внутренних текстур осадочных пород (и седиментационных и диагенетических) так и для текстур осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Изд. АН СССР, 1962.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Изд. «Наука», 1965.

Гейслер А. Н., Грамберг И. С., Либрович В. Л., Михайлов Б. П., Некрасова О. И., Писарчик Я. К., Половинкина Ю. И., Татарский В. Б. Замечания по поводу критики на первую часть «Атласа текстур и структур осадочных горных пород». Литология и полезные ископаемые, № 6, 1965.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3, Госгеолтехиздат, 1958.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
31.X.1965

УДК 552.574.2

К ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ НЕКОТОРЫХ САПРОПЕЛИТОВ И САПРОГУМОЛИТОВ

А. И. ГИНЗБУРГ

В последние годы широкое распространение получил спектральный метод изучения горных пород. Установлено, что этот метод дает дополнительные сведения об условиях образования пород.

Химический состав золы гумусовых углей различной степени углефикации, определенный спектральным анализом, исследовался неоднократно. Золы сапропелитов и сапрогумолитов с этой точки зрения рассматриваются впервые. В связи с тем, что различные генетические классы и типы сапропелитов и сапрогумолитов образуются в неодинаковых условиях, интересно было выяснить особенности химического состава их золы и установить, какие элементы могут быть условно отнесены к породообразователям, какие — к элементам-примесям. Хотелось также установить, содержат ли сапропелиты и сапрогумолиты редкие элементы, а если содержат, то в каких количествах.

Была поставлена задача дать приблизительно качественную и количественную характеристику химического состава золы сапропелитов и сапрогумолитов, установленного полуколичественным спектральным анализом; определить зависит ли распределение химических элементов от генетического типа угля или же оно обусловлено только палеогеографической обстановкой, в которой происходило накопление растительного вещества, а также расположением областей сноса.

Материалом исследования послужили спектральные полуколичественные анализы, выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ. 19 образцов представляли собой типичные сапропелиты, а именно сапроколиты и богхеды, 19 — гумито-сапропелиты кеннель-богхеды, касьянито-богхеды и черемхиты и 10 образцов — кенNELи, характеризующие сапропелито-гумиты (табл. 1).

По представлениям многих исследователей, накопление органического и неорганического материала сапропелитов и сапрогумолитов происходит в замкнутых застойных относительно спокойных и открытых водоемах с недостаточным притоком кислорода или почти полным его отсутствием. Весь растительный и животный, а также минеральный материал в таких водоемах находился во взвешенном состоянии и подвергался деятельности почти исключительно анаэробных организмов. Среда в этих водоемах значительно более восстановительная, чем в болоте, где происходит образование гумусовых углей.

Классификация сапропелитов и сапрогумолитов
(по А. И. Гинзбург)

Группа	Класс	Генетический тип	Микрокомпонентный состав				
			Альгинит		Витринит	Лейптинит	Фюзинит
			телоальгинит	коллоальгинит	коллинит, телинит	споринит, полинит, резинит, кутинит	фюзинит, семи-фюзинит
Сапропелиты	Собственно-сапропелиты	Богхед (альголит)	50—100	—	45—5	5—0	—
		Сапроколлит (коллоальголит)	—	50—100	45—5	5—0	—
	Гумито-сапропелиты	Кеннель-богхед (геллитоспороальголит)	25—50	—	65—25	10—20	—
		Касьянито-богхед (гелитоальголит)	25—50	—	75—45	0—5	—
Сапрогумолиты	Сапропелито-гумиты	Черемхит (гелитсколльголит)	1	25—50	75—45	0—5	—
		Кеннель (альгоспорогелит)	до 25+	—	90—50	10—25	—
		Касьянит (альгогелит)	до 25+	0—5	90—65	0—5	—
		Альгофюзеногелит	до 25	—	70—25	10—25	10—25

Примечание: + чаще, — значительно меньше.

Условия образования сапропелитов и сапрогумолитов наряду со сходными чертами имеют и принципиальные отличия. Они выражаются в различии исходного материала, в неодинаковом его расположении в водоеме, в длительности существования водоема, в преобладающих процессах превращения растительного материала, а также в различиях физико-химических условий среды и характера захоронения исходного материала. Все перечисленные причины приводят к образованию различных типов сапропелитов и сапрогумолитов.

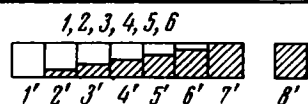
Так, богхеды и сапроколлиты возникают в наиболее удаленных от береговой линии частях открытого водоема. Преобладающий исходный материал в них — водоросли; среда — наиболее восстановительная. В эти части водоема в относительно небольшом количестве попадали растворенные гуминовые вещества. Одни богхеды почти не содержат минеральных примесей (оленекский богхед), другие, наоборот, содержат их в большом количестве (подмосковный богхед и др.).

Касьянито-богхеды, кеннель-богхеды и черемхиты, состоящие из водорослей и большого количества гелифицированной основной массы, в отдельных случаях с примесью спор и кутикулы, по-видимому, располагались в водоеме между центральной и краевой его частями. Наконец, кенNELи, сложенные преимущественно микрокомпонентами высших растений, а именно гелифицированной основной массой и небольшим количеством спор с единичными водорослями, образовались вблизи береговой линии открытого водоема. КенNELи и кеннель-богхеды часто представляют собой наиболее зольные сапропелиты и гумито-сапропелиты.

Органический и неорганический материал вносился в водоем с берега в очень измельченном состоянии и находился в нем длительное время в виде взвеси. Поэтому как в сапропелитах, так и в сапрогумолитах присутствуют минеральные включения, представленные главным образом глинистым веществом, а также аутигенными минералами из группы карбонатов и сульфидов. В кенNELях различных бассейнов отмечаются различные минеральные примеси. Так, в донецких — преимущественно карбонаты и сульфиды, в подмосковных — глинистое вещество, в восточно-ферганских — мелкие зерна кварца и т. д.

Полуколичественным спектральным анализом в золе сапропелитов и сапрогумолитов обнаружено 33 элемента (см. фигуру). Коэффициент их распространения, или их встречаемость колеблется в пределах от 2 до 100%. Так, бериллий, магний, кальций, алюминий, кремний, титан, марганец, железо, никель, медь установлены во всех изученных пробах, а натрий, стронций, барий, иттрий, цирконий, ванадий, кобальт, и свинец — более чем в 75% проанализированных проб. Калий, скандий, ниобий, хром, молибден, германий и олово имеют менее широкое распространение, так как обнаружены лишь в 20—75% проанализированных проб, а литий, лантан, церий, цинк, индий и таллий установлены менее чем в 20% проб.

Элементы	Собственно сапропелиты						Гумито-сапропелиты						Сапропелито-гумиты						Элементы
	Сапропелиты			богседы									Касьяниты			Кеннели			
	5	4	3	1	5	6	1	2	4	3	5	6	3	5	2	3	2		
A																		A	
Li																		Li	
Na																		Na	
K																		K	
Be																		Be	
Mg																		Mg	
Ca																		Ca	
Sr																		Sr	
Ba																		Ba	
Al																		Al	
Sc																		Sc	
Yt																		Yt	
La																		La	
Ce																		Ce	
Si																		Si	
Ti																		Ti	
Zr																		Zr	
V																		V	
Nb																		Nb	
Cr																		Cr	
Mo																		Mo	
W																		W	
Mn																		Mn	
Fe																		Fe	
Co																		Co	
Ni																		Ni	
Cu																		Cu	
Zn																		Zn	
Ga																		Ga	
Jn																		Jn	
Tl																		Tl	
Ge																		Ge	
Sn																		Sn	
Pb																		Pb	
Месторождения	V	IV	III	I	V	VI	I	II	IV	III	V	VI	III	V	II	III	II	Месторождения	



Химический состав золы сапропелитов и сапрогумолитов по данным полуколичественных спектральных анализов
 1' — элементы не обнаружены; 2' — следы; 3' — тысячные доли процента; 4' — сотые доли процента; 5' — десятые доли процента; 6' — единицы процентов; 7' — десятки процентов; 8' — 50% зольности.
 I — Подмосковский бассейн; II — Донецкий бассейн; III — Восточно-Ферганский бассейн и другие среднеазиатские месторождения; IV — Кушмурунский район; V — Иркутский бассейн; VI — Оленекский район

Коэффициент распространения элементов в сапропелитах и сапрогумолитах (% по данным 48 проб)

Li	Na	K	Be	Mg	Ca	Sz	Ba	Al	Sc	V	La	Ce	Si	Ti	Zr	V
8	94	44	96	100	100	78	78	100	38	76	20	14	100	100	87	81
Nb	Cr	Mo	W	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	In	Tl	Ge	Sn	Pb	
27	29	38	2	100	100	88	100	100	12	92	2	2	32	24	87	

По различным классам углей элементы распределяются следующим образом: в золе собственно сапропелитов установлен 31 элемент, т. е. почти все элементы, обнаруженные в золе исследованных углей; в золе гумито-сапропелитов, представленных кеннель-богхедом, касьянито-богхедом и черемхитом, обнаружено 29 элементов; в золе собственно черемхитов Иркутского бассейна количество установленных элементов достигает 25—27%.

В золе сапропелито-гумитов, представленных преимущественно кенделями из месторождений Донбасса и Средней Азии, обнаружено 27 элементов.

Из этого следует, что, хотя элементарный состав золы всех исследованных углей почти одинаковый, большее его разнообразие типично для зол сапропелевых углей. Оно выражается концентрацией в них кроме основных породообразующих элементов также элементов-примесей, а именно: индия, олова, лантана, церия, таллия. По-видимому, характерным является отсутствие цинка в золе черемхитов и кенделей.

По отдельным бассейнам названные элементы в золах этих же петрографических типов распространяются несколько иначе (табл. 2, см. фигуру).

Из табл. 2 отчетливо видно, что наибольшее разнообразие элементов наблюдается в золе сапропелитов Иркутского бассейна, наименьшее — в золе Оленекского района.

Сопоставление суммарных данных, характеризующих химический состав золы сапропелитов, сапрогумолитов и гумолитов показал, что в золе всех групп углей участвуют те же элементы. Это относится как к породообразующим, так и к элементам-примесям. Коэффициент распространения этих элементов также достаточно близок даже при условии сопоставления неравноценных в количественном отношении данных.

При рассмотрении количественной стороны условно приняты следующие градации:

- 1) десятки процентов содержания элемента;
- 2) единицы » » » ;
- 3) десятые доли » » » ;
- 4) сотые » » » ;
- 5) тысячные » » » ;
- 6) около предела чувствительности метода.

Содержания элементов в золе сапропелитов и сапрогумолитов колеблются от тысячных долей процента до десятков процентов. При этом породообразующие элементы чаще достигают единиц и десятков процентов, а элементы-примеси составляют десятые, сотые и тысячные доли процента. Однако всегда следует иметь в виду, что низкие содержания элементов-примесей относительно породообразующих элементов не свидетельствуют об их низких концентрациях.

В табл. 3 и на фигуре приводятся содержания породообразующих элементов и элементов-примесей в золе различных типов сапропелитов и сапрогумолитов.

Ближайшие результаты по содержанию элементов имеют золы углей гумусового ряда (гумолиты). В них также преобладающая часть элементов-примесей составляет сотые и тысячные доли процента. Однако отчетливо намечается большее содержание в золе сапропелитов и сапрогумолитов лантана и церия и меньшее — циркония, кобальта и олова. В них не установлены иттербий, мышьяк, кадмий, серебро. Последнее объясняется малым количеством сделанных для данных групп углей относительно гумолитов определений. Не наблюдается также особой индивидуальности в содержаниях и сочетаниях элементов в золе различных типов изученных сапропелитов и сапрогумолитов. Однако обращает на себя внимание, что зола богхедов по данным большинства проб содержит десятки процентов алюминия, магния, кальция и железа. В золе других типов эти же элементы преимущественно составляют единицы, десятые доли и лишь иногда десятки процентов. Титана и ванадия в золе всех типов отмечаются сотые и тысячные доли процента и лишь в золе некоторых сапроколлитов обнаруживаются их значительные содержания (десятые доли процента). Молибден во всех типах сапропелитов и сапрогумолитов составляет тысячные доли процента и следы, а вольфрам, обнаруженный в одной пробе сапроколлита, — тысячные доли процента. Свинец или отсутствует, или концентрируется в количестве тысячных долей процента. Цинк, обнаруженный в единичных пробах всех типов, за исключением черемхита Черемховского месторождения, в сапроколлитах составляет десятые доли процента, в кенделях — тысячные, в богхедах — сотые. Следы олова устанавливаются в богхедах, в других типах его нет.

Как уже было сказано, в золе сапропелитов и сапрогумолитов установлены ниобий, таллий, германий, галлий, индий, иттрий, лантан, церий, литий, скандий, бериллий, ванадий, цирконий, т. е. те же элементы, что и в гумолитах.

Следы ниобия обнаружены, так же как в гумолитах, в единичных пробах золы всех типов сапропелитов и сапрогумолитов и лишь в золе одного образца кенделя Донбасса отмечены его десятые доли процента, а в золах некоторых богхедов и касьянито-богхедов из Подмосковского бассейна — сотые. Это же относится к таллию, кото-

Таблица 2

Распределение элементов в золе сапропелитов и сапрогумолитов по бассейнам и месторождениям

Бассейны, месторождения	Li	Na	K	Be	Mg	Ca	Sr	Ba	Al	Sc	Y	La	Ce	Si	Ti	Zr	V	Nb	Cr	Mn	W	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	In	Tl	Ge	Sh	Pb	Всего элементов
Подмосковный, нижний карбон	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	+	-	+	+	28
Донецкий, средний карбон	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	+	+	27
Средняя Азия, нижняя юра	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	-	+	+	-	-	-	+	27
Кошмурунское, нижняя юра	-	+	+	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-	+	-	-	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	+	24
Иркутский, средняя юра	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	29
Оленекский район, мел	-	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-	+	+	18

Примечание: + присутствуют, — отсутствуют.

Таблица 3

Количество элементов в золе сапропелитов и сапрогумолитов
(% от количества проб)

Содержание элемента, %	Элементы		K	Be	Mg	Ca	Sr	Ba	Al	Sc	Y	La	Ce	Si	Ti	Zr	V	Nb	Cr	Mn	W	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	In	Tl	Ge	Sn	Pb	
	Li	Na																																
Десятки					6	38			40					90									29											
Единицы		23	14		74	38			58					10								2	55											
Десятые		67	10		20	24	8	6	2		4	20	13		76	17	4	2				2	16											
Сотые	8						61	71							24	56	22	4	22					2	8	6	2	6				2		
Тысячные	4				59					19	52		2			10	55		2	18		86			2	46	60	4	67		2			
Около предела чувствительности метода			20	10						19		2						21	4	22		12			76	48	38		21	2		26	2	
Отсутствуют	98	10	38	8			31	23		62	24	78	85			17	19	73	71	60	98			12				90	8	98	98	68	74	15

рый встречается эпизодически и составляет как в гумолитах, так и сапрогумолитах и сапропелитах сотые доли процента. Германий, имеющий в гумолитах, сапропелитах и сапрогумолитах довольно широкое распространение. Галлий, имеющий широкое распространение во всех генетических группах угля, в золах сапропелитов и сапрогумолитов содержится в количестве сотых долей процента, что совпадает с содержанием, но не всех гумолитов. В последних во многих месторождениях его меньше, а именно, тысячные доли процента, т.е. столько же, сколько и в касьянитах.

В золе сапроколитов месторождений Восточно-Ферганского бассейна установлены тысячные доли процента иттрия. Так же как и в гумолитах всегда обнаруживаемый иттрий составляет чаще тысячные доли процента и лишь в золе некоторых кеннелей он достигает сотых и десятых, а в богхедах сотых.

Лантан и церий, концентрирующиеся почти исключительно в золах богхедов и сапроколитов, содержится в количестве десятых долей процента, что значительно выше, чем в гумолитах, в золах которых эти элементы чаще составляют сотые и тысячные доли процента. Содержание лития в сапропелитах и сапрогумолитах, как правило, составляет сотые доли процента, скандия — тысячные и следы, как и в гумолитах. Бериллий, установленный, по существу, в золе всех типов сапропелитов и сапрогумолитов так же как и в гумолитах, составляет тысячные доли процента и следы; он же представлен сотыми долями в зоне черемхитов Иркутского бассейна и кеннелях Донбасса.

Циркония в исследованных углях несколько больше, чем в гумолитах. Так, в золе почти всех собственно сапропелитов и гумито-сапропелитов он содержится в сотых и десятых долях процента, а в золе сапрогумолитов — меньше или он отсутствует; в гумолитах циркония — сотые и тысячные доли процента. Медь в золе всех типов исследованных углей обнаружена в количестве сотых долей процента, за исключением черемхитов и касьянитов Черемховского месторождения, где содержание ее не превышает тысячных долей процента. В гумолитах количественные содержания меди колеблются примерно в тех же пределах.

Химический состав золы сапропелитов и сапрогумолитов с количественной и качественной стороны позволяет сказать следующее.

1. В золе исследованных сапропелитов и сапрогумолитов установлено 33 элемента. По количественному содержанию минералообразователями золы этих углей, так же как и в гумолитах, являются кремнезем, алюминий, натрий, магний, железо, титан, кальций.

2. Из элементов-примесей в сапропелитах и сапрогумолитах обнаружены литий, бериллий, иттрий, лантан, церий, цирконий, ванадий, ниобий, галлий, индий, таллий, германий; при этом лишь лантан, церий, цирконий, ванадий и иногда ниобий составляют десятые доли процента, галлий, часто ниобий, литий и иттрий — сотые, а остальные — тысячные и следы. Эти же элементы-примеси в примерно усредненных данных в том же количестве обнаружены в золах гумолитов.

3. Химический состав золы различных типов сапропелитов и сапрогумолитов довольно близок. Заметных отличительных особенностей его, особенно качественных, не фиксируется. Некоторые отличия замечаются в количестве элементов в отдельных типах этих углей. Больше всего это видно в сапрогумолитах и особенно в касьянитах, в золе которых всегда содержится меньший набор элементов и наблюдается их меньшее количество.

4. Связь химического состава золы с зольностью почти отсутствует. Так, в богхедах с зольностью 3 и 20% соотношение минералообразователей и элементов-примесей одинаковое и их содержания могут быть близкими.

5. Рассмотрение состава химических элементов в золе сапропелитов и сапрогумолитов различных бассейнов как с качественной, так и с количественной стороны показало, что ведущая роль в различных бассейнах принадлежит тем же элементам, что и в золах различных типов гумусовых (гумолитов) углей. Однако различия, выражающиеся в количестве химических элементов и отсутствии тех или других редко встречающихся элементов, более четко выражаются при сопоставлении элементарного состава золы изучаемых углей по месторождениям, а не генетическим классам и типам.

6. Приведенный анализ распределения элементов в золе сапропелитов и сапрогумолитов даже на весьма небольшом материале показал отсутствие влияния на распределение элементов в золе специфики этих углей, так отчетливо проявляющейся в их внешнем виде, микроструктуре и микрокомпонентном составе. По-видимому, особенности их исходного материала и условий образования не способствовали концентрации элементов-примесей и увеличению количества обычных минералообразователей золы. Вероятно, основное значение при концентрации различных элементов имели не характер среды водного бассейна, а окружающая обстановка или расположение областей сноса, откуда в виде мельчайших частичек или растворов поступали минеральные образования, осаждающиеся в замкнутом водоеме, где происходило накопление и образование сапропелитов и сапрогумолитов.

В дополнение следует отметить, что для более точного выяснения особенностей элементарного состава золы сапропелитов и сапрогумолитов необходимо провести сопоставления данных по золе углей группы гумолитов, что требует специальных исследований.

НОВАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ СМЕШАННО-СЛОЙНОГО МИНЕРАЛА ИЗ ГРУППЫ СУДОИТА

В. А. ДРИЦ и В. Д. ШУТОВ

В Карагандинском бассейне среди дислоцированных пород нижней части угленосной серии широко распространены эпигенетические жилки «кальпийского типа». Их мощность измеряется от долей миллиметра до первых его единиц; значительно реже она достигает 1—1,5 см. Жилки имеют очень ограниченное простирание и практически не выходят за пределы одного слоя, слепо выклиниваются с обоих концов. Форма их наследует конфигурацию трещинного пространства, возникшего в результате нарушения сплошности слоев под действием тектонических усилий. Основные минералы жилок — диккит и накрит, постоянно ассоциирующие с карбонатами типа анкерита и кальцита.

Представилось интересным провести более углубленное минералогическое изучение силикатной части жилок, с тем чтобы точнее выявить специфику жильного парагенеза, необходимую для понимания общего механизма жильного залечивания трещин в процессе глубинного эпигенеза.

Исследования позволили установить еще один постоянный компонент жильного парагенеза — диоктаэдрический хлорит смешанно-слоистой структуры. Указанный минерал присутствует в виде тонкодисперсной фазы во всех образцах жилок, независимо от их диккитового или накритового состава. Он устанавливается по присутствию на рентгенограммах образцов целочисленной серии отражений 001 с межплоскостными расстояниями, кратными 28,4 Å (табл. 1). Поскольку по данным химических анализов, в изученных образцах не содержится двухвалентных катионов (табл. 2), то можно с уверенностью считать исследуемое смешанно-слоистое образование диоктаэдрическим

Таблица 1

Значения d (001), рассчитанные и экспериментальные значения F (001)
для исследуемой смешанно-слоистой фазы*

001	d (001)	F_z	F_p	001	d (001)	F_z	F_p
001	28,5	40	30,8	00 *	7,15	—	27,1
002	14,2	75	—63,3	005	—	—	2,1
003	9,45	25	12	006	4,76	58	82,4

* Интенсивность отражения (004) не оценивалась из-за совпадения этого отражения с (001) отражением накрита.

Таблица 2

Химический состав (%) образца 245^а

Химический состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ H+K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-
Общий состав образца	45,85	39,24	0,25	—	—	0,15+0,08	14,17	0,32
Предполагаемый состав смешанно-слоистой фазы	44,0	39,0	1,00	—	—	—	14,70	1,3

минералом. Содержание его в образцах не превышает 30% и поэтому в дифракционной картине, как правило, встречаются отражения 001 лишь до $l=6$.

Характерная особенность дифракционных картин, полученных от исследуемой смешанно-слоистой фазы, состоит в наличии фона заметной интенсивности, который распространяется от каждого базального отражения (за исключением отражения с $l=4$) в сторону малых углов. Для определения структуры данного смешанно-слоистого образования и особенно для выяснения природы ее межслоевых промежутков было принято дополнительное рентгеновское исследование образцов, подвергнутых различным обработкам. В частности, исследовались образцы, насыщенные глицерином и этиленгликолем, прокипяченные в растворах соляной кислоты, K₂CO₃, KCl+KOH, Na соли лимонной кислоты и прогретые при различных температурах.

Результаты изучения показали, что смешанно-слоистая фаза не разбухает при насыщении глицерином и этиленгликолем. Это обстоятельство весьма существенно, так как до настоящего времени из диоктаэдрических смешанно-слоистых минералов с d (001)=28 Å были описаны лишь структуры, содержащие разбухающие межслоевые промежутки (Sudo, 1957; Франк-Каменецкий и др., 1963).

Обработка образцов в растворах соляной кислоты, KCl, K₂CO₃ и Na соли лимонной кислоты при $t=100^\circ$ также не привела к заметным изменениям дифракционной картины. Нагревание образцов до 400° показало, что при этом происходит уменьшение

значения $d(001)$ до 27,6 Å, почти полное исчезновение асимметрии фона и ослабление интенсивности отражения с $d(001)=27,6$ Å. После прогрева при температуре 550° отражение первого порядка исчезало.

Нагревание выше 700° сопровождалось полным исчезновением всей дифракционной картины, т. е. аморфизацией исследуемой смешанно-слоистой фазы.

По аналогии с уже описанными упорядоченными смешанно-слоистыми минералами, которые имеют в природном состоянии $d(001)=28$ Å, структуру исследуемого смешанно-слоистого образования можно представить себе как совокупность пиррофиллитоподобных слоев, разделенных различными по природе межслоевыми промежутками. В такой структуре к каждой кремнекислородной сетке произвольно выбранного пиррофиллитоподобного слоя примыкает, с одной стороны, — гидраргиллитовый слой, с другой — межслоевой промежуток, свойства которого могут быть близки либо к свойствам межслоевых промежутков хлорита, вермикулита или монтмориллонита, либо к свойствам межслоевых промежутков, занимающих переходное состояние от хлорита к вермикулиту или от вермикулита к монтмориллону.

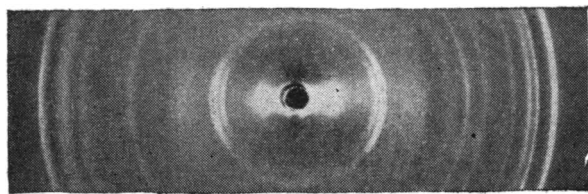
Отсутствие эффекта разбухания при насыщении образцов глицерином указывает на своеобразную не монтмориллитовую природу межслоевых промежутков в структуре исследуемого образования, отличающую ее от уже описанных диоктаэдрических упорядоченных смешанно-слоистых минералов, которые всегда разбухали. Природа этих межслоевых промежутков не является и вермикулитовой, о чем свидетельствуют эффекты насыщения образцов обменными катионами K^+ , Na^+ и Ca^{++} . Известно, что диоктаэдрические вермикулиты, в межслоевых промежутках которых содержатся ионы Al, с трудом поддаются насыщению обменными катионами и молекулами органических веществ из-за специфических особенностей связи ионов Al с водой. Рядом авторов (Тампига, 1958; Walker, 1961) были предложены методы удаления Al из межслоевых промежутков. Все они использованы нами, но и это не вызвало заметных изменений в дифракционной картине смешанно-слоистого образования. По-видимому, в структуре данной минеральной фазы имеет место упорядоченное через каждый пиррофиллитоподобный слой чередование совершенного и «дефектного» гидраргиллитовых слоев. Последнее может состоять, например, в частичной «обводненности» слоев, в уменьшении числа ионов Al, в образовании «островковой» структуры.

Для описанной выше модели структуры были подсчитаны значения структурных факторов 001. При этом предполагалось, что «совершенные» гидраргиллитовые сетки содержат избыточное по сравнению с нормальным количество катионов Al на элементарную ячейку и что расстояние от центра пиррофиллитового слоя до центра совершенного гидраргиллитового слоя меньше, чем соответствующее расстояние до центра «дефектного» слоя. Это предположение основывалось на том, что к «совершенному» гидраргиллитовому слою сверху и снизу примыкают кремнекислородные сетки двух смежных пиррофиллитоподобных слоев, у которых Si замещен на Al в большей степени, чем в кремнекислородных сетках, примыкающих к дефектному гидраргиллитовому слою. В результате этого пиррофиллитовые слои оказываются полярными в отношении степени замещения Si на Al в тетраэдрических сетках. Между тетраэдрическими сетками, в которых Si в значительной степени замещен Al и заряженным положительно гидраргиллитовым слоем, помимо водородных сил возникают электростатические силы. Расстояние между центрами гидраргиллитового и пиррофиллитового слоев уменьшается по сравнению с расстоянием между центрами «дефектного» гидраргиллитового и пиррофиллитового слоев.

Для более наглядной иллюстрации высказанных соображений о структурных особенностях исследуемой смешанно-слоистой фазы рассмотрим результаты химического анализа образца 245^a, которые почти не отличаются от результатов анализа других образцов. Рентгеновское изучение образца 245^a показало, что он содержит $75 \pm 5\%$ накрита. Состав смешанно-слоистого минерала, приведенный в 3-й строке табл. 2, был получен после соответствующего вычитания из общего состава образца доли накрита. В полученных таким образом данных обращает на себя внимание то обстоятельство, что содержание высокотемпературной воды больше, чем требуется для структурной формулы нормального хлорита. Это можно исправить, если при расчете структурной формулы для смешанно-слоистой фазы предположить, что в ее структуре существуют «дефектные», частично обводненные гидраргиллитовые слои. В таком случае, если даже учесть только высокотемпературную воду, получается, что слои должны вместо 12 содержать не больше 8 групп (ОН) на ячейку. Конкретное распределение катионов и анионов, полученное для исследуемой смешанно-слоистой фазы на основании данных химического анализа (см. табл. 2) приведено на фиг. 2, на которой схематически изображена предполагаемая модель структуры, и особенности распределения катионов и межатомных расстояний. Следует еще раз подчеркнуть, что модель построена главным образом по аналогии с другими, уже известными структурами смешанно-слоистых минералов с $d(001)=28$ Å, подтвержденными синтетами Фурье. Сравнение экспериментальных и рассчитанных для этой модели интенсивностей для имеющихся отражений вполне удовлетворительное (см. табл. 1). Как уже отмечалось, интересная особенность дифракционных картин, полученных при исследовании всех образцов, состояла в том, что от положения каждого отражения (за исключением отражения с $l=5$) в сторону малых углов распространялся фон значительной интенсивности.

Для интерпретации этого явления воспользуемся представлениями теории дифракции рентгеновских лучей для несовершенных решеток. Известно (Гинье, 1962; Вильсон, 1951), что при дифракции рентгеновских лучей от совокупности параллельных атомных плоскостей, у которых периодически с длиной волны λ изменяется и межплоскостное расстояние и рассеивающая способность атомных плоскостей, помимо основных отражений 001 возникают саттеллиты, положение которых зависит от величины λ , а интенсивность — от степени изменения межплоскостных расстояний и рассеивающей способности атомных плоскостей.

Если с увеличением расстояния между последовательными плоскостями возрастает их рассеивающая способность, т. е. если плоскости наибольшего рассеивания макси-



Фиг. 1. Рентгенограмма ориентированного образца 245а

мально раздвинуты, то интенсивность саттеллита со стороны малых углов относительно положения основного отражения будет значительно больше интенсивности саттеллита со стороны больших углов. При некоторых условиях (Гинье, 1961) интенсивность саттеллитов со стороны больших углов будет равна нулю. Если кристалл представляет собой совокупность пакетов, одни из которых имеют плоскости с

меньшим межплоскостным расстоянием d и меньшим структурным фактором F по сравнению с другими, то характер изменения d и F сетчатых плоскостей будет не синусоидальный, а зубчатый. Однако по

теореме Фурье зубец можно рассматривать как сумму синусоид с периодами λ ; $\frac{\lambda}{3}$; $\frac{\lambda}{5}$

и т. д., что приведет к появлению серии саттеллитов со стороны малых углов, отстоящих от нормального отражения на расстояниях, обратно пропорциональных λ ;

$\frac{\lambda}{3}$; $\frac{\lambda}{5}$. Если же в кристалле содержится совокупность пакетов, отличающихся

числом сетчатых плоскостей, расстоянием между ними и рассеивающей способностью этих плоскостей, причем с увеличением d возрастает F , то естественно ожидать, что вместо отдельных саттеллитов появится фон, который будет распространяться от основного отражения в сторону малых углов. По-видимому, ситуация, аналогичная описанной выше, имеет место и в структуре исследуемого смешанно-слоистого минерала,

Таблица 3

Значения $F(001)$, полученные для трех вариантов структуры смешанно-слоистой фазы

$d(001)$	28 Å	28,8 Å	29,6 Å
Состав «дефектного» межслоевого промежутка	$Al_{3,0}(OH)_{9,0}(OH_2)_{1,0}$	$Al_2(OH)_6(OH_2)_2$	$Al_{1,5}(OH)_{4,5}(OH_2)_{3,5}$
F(001)	24,8	36,9	46,2
F(002)	—56,3	—70,3	—80,0
F(003)	10,0	14,2	16,5
F(004)	25,4	28,8	31,5
F(005)	3,4	—0,7	—1,8
F(006)	75,4	90,6	100,2

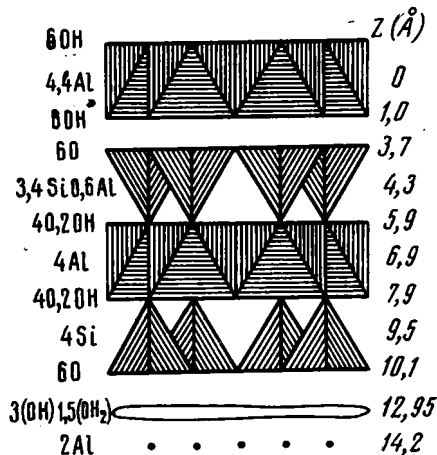
если предположить, что степень «дефектности» гидраргиллитовой сетки будет варьировать либо от слоя к слою, либо от одной совокупности слоев к другой. Увеличение «дефектности» сеток должно сопровождаться изменением их состава, а именно уменьшением числа ионов Al и (OH) (за счет частичной обводненности) на ячейку, а также увеличением расстояния между пирофиллитовыми слоями, так как с ростом «дефектности» гидраргиллитовых сеток степень замещения Si на Al в примыкающих тетраэдрических сетках должна уменьшаться, а следовательно, должны уменьшаться силы электростатического притяжения между пирофиллитовыми и «дефектными» гидраргиллитовыми слоями, что в свою очередь приведет к увеличению расстояния между ними.

Мы рассчитали значения структурных факторов 001 для нескольких вариантов описанной выше модели структуры смешанно-слоистой фазы, которые отличались друг

от друга составом межслоевых промежутков и расстоянием между примыкающими к ним пиррофилитоподобными слоями (табл. 3). Расчет показывает, что с уменьшением числа катионов Al и групп OH в «дефектном» гидраргиллитовом слое и увеличением расстояния между примыкающими к нему пиррофилитоподобными слоями происходит увеличение значений структурных факторов для отражений 001, 002, 003, 005, 006. Другими словами, для этих отражений выполняется условие, что увеличение высоты элементарной ячейки при изменении ее состава сопровождается ростом рассеивающей способности в направлении этих отражений. А так как именно для отражений 001, 002, 003, 006 опыт выявляет наличие интенсивного фона, распространяющегося от положения нормальных отражений в сторону малых углов, то, следовательно, полученные результаты можно рассматривать как качественное подтверждение предложенной выше модели структуры смешанно-слоистой фазы, по которой степень «дефектности» гидраргиллитовых слоев не является постоянной, а изменяется либо от слоя к слою, либо от одной совокупности слоев к другой. Следует отметить, что асимметрия фона вблизи отражения 001 не так заметна, как для других отражений. Это связано, по-видимому, с тем, что по мере приближения рефлексов к $v=0$, эффект, обусловленный вариациями $d(001)$ оказывается существенно ослабленным (Гинье, 1962).

Предложенная модель структуры смешанно-слоистой диоктаэдрического хлорита, состоящего из упорядоченно чередующихся совершенных и «дефектных» гидраргиллитовых слоев, очень близка к тосудиту, в структуре которого «дефектность» гидраргиллитового слоя доведена до «монтмориллонитовой» стадии.

Близость изученной смешанно-слоистой разновидности диоктаэдрического хлорита к тосудиту и одинаковый с ним минеральный парагенез проливает свет и на общие условия их формирования. Не приходится сомневаться в том, что крымские жилы с дикситом и тосудитом, как и эпигенетические жилки Караганды с дикситом (накритом) и смешанно-слоистым судитом сформировались из горячих растворов в условиях повышенного давления. Однако если в Крыму мы имеем дело с гидротермальными водами, генетически связанными с юрским вулканизмом, то карагандинские гидротермы обязаны своим происхождением не вулканогенному источнику, а нагреву вадозных вод, осуществляемому в условиях глубокого погружения осадочных слоев, и действию дислокационных сил. Приходится констатировать, что в данном случае мы еще раз сталкиваемся с широко развитым явлением конвергенции.



Фиг. 2. Схематическое изображение предпологаемой структуры исследуемого смешанно-слоистого минерала

ЛИТЕРАТУРА

- Вильсон А. Оптика рентгеновских лучей. Изд. иностр. лит., 1951.
 Гинье А. Рентгенография кристаллов. Изд. иностр. лит., 1962.
 Франк-Каменецкий В. А., Логвиненко И. В., Дриц В. А. Диоктаэдрический смешанно-слоистый глинистый минерал — тосудит. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.
 Sudo T., Kodama H. Aluminium mixed-layer montmorillonite — chlorite. Z. Kristallogr., v. 109, p. 379, 1957.
 Tamura T. Mixed-layer clays in soils. Clay and clays minerals, p. 413—422, publ. 456, 1956.
 Walker. In book X-ray identification and crystal structure of clay minerals. Edited by G. Brown, London, 1961.

Геологический институт
 АН СССР
 Москва

Дата поступления
 8.V.1965

О СООТНОШЕНИИ ДВУОКИСИ ТИТАНА И ГЛИНОЗЕМА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Д. П. ХОРОШЕВА

Широкое развитие на Украинском кристаллическом щите коры выветривания и приуроченных к ней месторождений бокситов, железных и никелевых руд, наличие размывов коры и распространение крупных осадочных месторождений железа, алюминия, марганца, титаноносных россыпей ставит как одну из первоочередных задач изучение геохимии важнейших элементов коры.

Для коры выветривания основных пород (метабазитов) Среднего Приднестровья характерно накопление алюминия, железа (до промышленных концентраций) и титана.

Вопросы парагенезиса этих элементов в коре кристаллических пород Украинского кристаллического щита освещены в литературе слабо, хотя соотношение титана и алюминия представляет одну из основных проблем геохимии коры и переотложенных пород, что особенно важно для анализа генезиса бокситов.

Основные породы Среднего Приднестровья представлены типичными роговообманковыми амфиболитами — плагиоклазовыми, эпидотизированными и другими разновидностями и продуктами более низкотемпературного метаморфизма¹: актинолитами (актинолит 98%), актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми, хлорит-амфиболовыми и другими сланцами.

Данные И. С. Усенко (1953) и наши наблюдения показывают, что метабазиты Высокопольского, Никопольского, Сурского, Верховцевского и других массивов Приднестровья по внешнему виду, минеральному и химическому составу очень сходны. Близкий состав основных пород, аналогичные тектонические и климатические условия различных массивов Среднего Приднестровья обусловили образование сходного профиля выветривания латеритного типа.

В коре в зависимости от ее выветренности и минерального состава отмечаются следующие зоны (снизу): 1) слабовыветрелых пород; 2) монтмориллонитовая; 3) гидрогетит-каолинитовая; 4) гидрогетит-гипсбитовая (зона бокситов, бурых железняков и бокситовидных пород). При более высокой интенсивности процессов выветривания амфибол замещается каолинитом, галлуазитом, гетит-гидрогетитом, в связи с чем монтмориллонитовая зона не проявляется.

Амфибол не всегда замещается непосредственно монтмориллонитом, а через стадию гидрослюда, хлорита и гидрохлорита. Отмечаются случаи развития по этим минералам каолинита и галлуазита. В коре выветривания актинолитовых сланцев Верховцевско-Сурских магнитных аномалий промежуточная зона представлена гидрогетит-гидрохлоритовыми породами².

Распределение химических компонентов и минералов в зонах обусловлено исходным составом материнских пород и, главным образом, определенными физико-химическими условиями (Кротов, 1944; Гинзбург и др., 1946; Страхов, 1962). После образования профиля коры выветривания и перекрытия его осадочным чехлом породы коры подвергаются воздействию наложенных процессов: в них развиваются эпигенетические образования (Литвиненко, Хорошева, 1963; Романенко, 1963; Хорошева, 1964 и др.) и изменяется первоначальное распределение элементов.

Интенсивное проявление этих процессов отмечается в коре выветривания пород Верховцевско-Сурских магнитных аномалий, главным образом в верхней и слабее в других зонах.

К наиболее распространенным эпигенетическим процессам относится сидеритизация, в несколько меньшей мере — пиритизация и шамозитизация. Широкое развитие процессов сидеритизации способствовало снижению качества гидрогетит-гипсбитовых пород как бокситового сырья, превращению их в каолинит-гетит-сидеритовую породу. Факторами, определяющими развитие вторичных образований, являются величины pH и Eh, содержание органических веществ, концентрация CO₂, H₂S и др. Роль источника восстановительной среды в верхах коры выветривания играли грунтовые воды, обогащенные органическим веществом и просачивающиеся из углистых отложений бучака.

Коэффициенты и кларки концентраций³ алюминия, титана и железа в коре основных пород достигают максимальных значений в верхней гидрогетит-гипсбитовой зоне, исключение составляет титан в коре сланцев (табл. 1). Щелочи и щелочные земли входят почти полностью, кремнезем — в значительном количестве.

Содержание глинозема в основных породах достигает 20,52% в среднем 13,4—14,1% (по данным 55 анализов), в породах коры его количество обычно увеличивается, начиная с нижних зон профиля и в гидрогетит-гипсбитовой зоне достигает промышлен-

¹ По И. С. Усенко.

² Приведенные данные уже появлялись в литературе (Куковский, Седлецкий, 1956; Куковский, 1961, 1963; Басс, 1958, 1960, 1964; Хорошева, 1964).

³ Используются кларки в земной коре по Виноградову (1956).

Таблица 1

Содержание, коэффициенты и кларки концентраций алюминия, титана и железа, накапливающихся в коре
выветривания основных пород Среднего Приднепровья

Наименование пород	Высокопольско-Никопольский район										Район Верховцевско-Сурских магнитных аномалий										
	Содержание, %			Коэффициент кон- центрации			Кларк концентрации			Число анали- зов	Содержание, %			Коэффициент кон- центрации			Кларк концентрации			Число анали- зов	
	Al	Ti	Fe	Al	Ti	Fe	Al	Ti	Fe		Al	Ti	Fe	Al	Ti	Fe	Al	Ti	Fe		
Кора выветривания амфиболитов																					
Гидрогетит-гипсис- товые	19,60	1,29	21,49	2,82	2,39	1,73	2,42	2,87	4,62	12	17,87	1,08	23,19	2,22	2,83	2,14	2,02	2,40	4,99	12	
Гидрогетит-каолини- товые	15,12	0,86	13,92	2,18	1,59	1,12	1,87	1,91	2,99	21	13,90	0,72	16,44	3,78	1,85	1,52	1,72	1,60	3,54	14	
Монтмориллонито- вые	11,22	0,80	7,17	1,62	1,48	0,58	1,40	1,78	1,54	10	9,90	0,67	13,12	2,70	1,72	1,21	1,21	1,49	2,82	5	
Слабовыветрелые амфиболиты	8,24	0,73	10,32	1,19	1,35	0,83	1,00	1,62	2,22	10	9,74	0,65	11,66	2,66	1,67	1,07	1,22	1,44	2,51	5	
Амфиболиты	6,94	0,54	12,40				0,86	1,20	2,67	31	7,34	0,39	10,82				2,33	0,92	0,88	24	
Кора выветривания сланцев																					
Гидрогетит-гипсис- товые	19,32	0,37	22,88	3,21	0,79	2,54	2,40	0,81	4,91	10	12,30	0,08	24,57	4,88	0,29	2,54	1,52	0,18	5,28	1	
Гидрогетит-каолини- товые	14,30	0,63	17,02	2,37	1,08	1,81	1,78	1,11	3,66	4	10,86	1,89	18,32	4,31	6,75	1,89	1,36	4,20	3,94	1	
Гидрогетит-гидро- хлоритовые											2,66	0,34	20,16	1,06	1,21	2,08	0,34	0,76	4,34	1	
Слабовыветрелые сланцы	6,68	0,48	9,88	1,11	1,04	1,10	0,84	1,07	2,11	2	2,20	0,25	9,50				0,28	0,56	2,04	1	
Сланцы актинолит-хло- ритовые	6,02	0,46	9,01				0,74	1,03	1,94	2											
Сланцы актинолито- вые										2,52	2,52	0,28	9,66	0,87	0,89	0,98	0,32	0,62	0,94	1	

Таблица 2

**Средние содержания Al_2O_3 , TiO_2 (%) и отношения $Al_2O_3 : TiO_2$ и $TiO_2 : Al_2O_3$ в
коре выветривания основных пород Среднего Приднепровья**

Наименование пород	Высокопольско-Никопольский район				Район Верховцевско-Сурских магнитных аномалий			
	Al_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	TiO_2	$Al_2O_3^*$	TiO_2	Al_2O_3	TiO_2
			TiO_2	Al_2O_3			TiO_2	Al_2O_3

Кора выветривания амфиболитов

Гидрогетит-гиббситовые	37,71	2,15	17,54	0,057	34,37	1,80	19,09	0,052
Гидрогетит-каолининовые	29,09	1,44	20,20	0,050	26,74	1,20	22,28	0,045
Монтмориллонитовые	21,56	1,34	16,09	0,062	19,09	1,12	17,01	0,059
Слабовыветрелые амфиболиты	15,86	1,21	13,11	0,076	18,74	1,08	17,35	0,058
Амфиболиты	13,36	0,90	14,85	0,067	14,11	0,65	21,71	0,046

Кора выветривания сланцев

Гидрогетит-гиббситовые	37,16	0,61	60,92	0,012	23,65	0,14	16,90	0,006
Гидрогетит-каолининовые	27,49	0,83	33,12	0,030	20,91	3,15	6,64	0,15
Гидрогетит-гидрохлоритовые					5,12	0,57	8,98	0,11
Слабовыветрелые сланцы	12,84	0,80	16,05	0,062	4,24	0,42	10,10	0,09
Сланцы актинолит-хлоритовые	11,58	0,77	15,04	0,066				
Сланцы актинолитовые					4,84	0,47	10,29	0,09

* Данные для рудных залежей.

ной концентрации (табл. 2). В отдельных пробах этой зоны содержание глинозема равно 42,8—47,0% при SiO_2 равном 2,2—3,9%; отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ достигает 12,1—19,1, по средним данным — до 7,1. Главный породообразующий минерал зоны — гиббсит, реже развит бемит. Оба минерала чаще встречаются в дисперсной форме.

В гидрогетит-каолининовых породах глинозем связан в основном с кремнеземом в каолините и галлуазите, в верхних горизонтах присутствует гиббсит, содержание глинозема в них достигает 37,2% при SiO_2 —30,2%.

Основные породы Среднего Приднепровья характеризуются высоким содержанием железа (преобладает закисная форма); среднее содержание окиси железа 1,84—4,8%, закиси 10,3—11,8%.

Поведение окисного и закисного железа в коре неодинаково. Обычно FeO окисляется в Fe_2O_3 и содержание его падает, однако в верхних зонах коры Верховцевско-Сурских магнитных аномалий наблюдается увеличение закиси железа (до 33%), что связано с вторичными процессами. Восстановительная обстановка для перехода окисного в закисное железо создавалась за счет углистых бучакских отложений, залегающих выше пород коры.

Закисное железо связано, в основном, в сидерите, пирите, реже шамозите.

Содержание окиси железа постепенно (снизу) увеличивается и наибольших значений достигает в гидрогетит-гиббситовой зоне, при среднем содержании его около 30—35%. Отдельные прослойки пород характеризуются высоким содержанием Fe_2O_3 (до 66,8—70,6%) и отвечают кондициям на бурые железняки; в них часто развит гиббсит; по содержанию Al_2O_3 они глиноземистые. На некоторых участках отмечается повышение содержания Fe_2O_3 до 59,8%, также и в гидрогетит-каолининовой зоне. Основные железистые минералы гетит, гидрогетит, гематит и гидрогематит развиты в виде самостоятельных образований, чаще находятся в тонкодисперсной смеси с гиббситом и каолинитом.

Содержание железа в коре выветривания (см. табл. 1) повышается по сравнению с исходными основными породами. При этом неравномерное изменение содержания железа, наблюдаемое иногда в профиле, связано с его миграцией и перераспределением.

TiO_2 в коре основных пород ведет себя аналогично глинозему, он связан в исходных породах, главным образом в ильмените, лейкоксене, сфене, рутиле и цветных минералах. В породах коры ильменит и лейкоксен составляют каждый 1—4,5%, сфен и рутил встречаются в виде единичных зерен. Титан, входящий в решетки других минералов (амфиболов, хлоритов и др.), при их разложении остается в качестве изоморфной примеси в глинистых минералах, окислах и гидроокислах железа и в гиббсите или в виде самостоятельных или комплексных гелей (Бенеславский, 1958). Содержание TiO_2 в мономинеральных фракциях монтмориллонита 1,1% (среднее из 4 анализов)⁴, каолинита 0,6% (из 6 анализов), гиббсита 1,4 (из 18 анализов). По данным Е. С. Шалыт (1951), в одной из проб дисперсного гиббсита содержание TiO_2 достигает 11% при отсутствии минералов титана.

⁴ При подсчете средних данных использовались также анализы, заимствованные у Е. С. Шалыт (1961).

Содержание TiO_2 от нижних зон к верхним, непрерывно возрастает и увеличивается в 2—4 раза по сравнению с коренными породами. Кларки и коэффициенты концентраций титана достигают максимальных значений в гидрогетит-гиббситовой зоне.

В таблице 2 средние отношения $Al_2O_3 : TiO_2 = 17,2—19,1$; $TiO_2 : Al_2O_3 = 0,052—0,057$ в гидрогетит-гиббситовой зоне коры амфиболитов близки к полученным для бокситов и бокситовидных пород Г. И. Бушинским (1963), К. И. Трубиной (1963), А. Д. Додатко (1964).

Между глиноземом и двуокисью титана в профиле выветривания основных пород существует прямая корреляционная связь: с увеличением одного из компонентов увеличивается содержание другого и наоборот и упорядоченный титановый модуль, которые в верхней зоне иногда нарушаются (см. табл. 1, 2, фигуру) «возмущающими» факторами (Страхов, 1963). Какой-либо корреляционной связи между титаном и железом в этой зоне не наблюдается.

Отклонение титанового модуля от строгой пропорциональности TiO_2 и Al_2O_3 в гидрогетит-гиббситовой зоне актинолит-хлоритовых сланцев обусловлено, вероятно, неравномерным рассеиванием TiO_2 . В районе Верховцевско-Сурских магнитных аномалий одним из этих факторов, по-видимому, являются вторичные процессы, связанные, как уже отмечалось, с фильтрацией вод, богатых органическими веществами, из бучакских углистых отложений в породы коры выветривания и способствовавшие перераспределению компонентов.

Наложенные процессы явились причиной уменьшения содержания на отдельных участках не только глинозема и окиси железа, но и титана в гидрогетит-гиббситовой зоне коры Верховцевско-Сурских магнитных аномалий по сравнению с Высокопольско-Никопольским районом (см. таблицы). В условиях сильновосстановительной среды, по данным Н. М. Страхова, Г. И. Бушинского, Н. А. Лисычиной, М. В. Пастуховой (1963) и других, железо, TiO_2 и частично Al_2O_3 становятся подвижными, выносятся из двух участков и концентрируются в других.

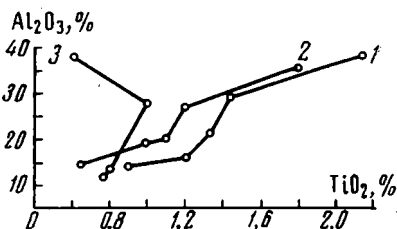
Приведенные материалы позволяют сделать вывод о существовании двух типов отношений $TiO_2 : Al_2O_3$ в гидрогетит-гиббситовой зоне коры основных пород: упорядоченного, наиболее распространенного, и пестрого, встречающегося реже.

Переотложенные бокситы Среднего Приднепровья, обладающие как пестрым, так и упорядоченным титановым модулем, наследуют его от пород коры выветривания. При механическом переносе Al_2O_3 глиноземного горизонта латеритной коры выветривания титан мигрирует вместе с Al_2O_3 и титановый модуль в подавляющем большинстве остается унаследованным (Страхов, 1963).

Вопросы геохимии и минералогии титана в коре выветривания и переотложенных породах Приднепровья и всего Украинского кристаллического щита нуждаются в дальнейшем изучении.

ЛИТЕРАТУРА

- Б а с с Ю. Б. Бокситы юга Украины и их генезис. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Б а с с Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождения бокситов юга Украины. В сб. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах», ч. II, Киев, 1960.
- Б а с с Ю. Б. Кора выветривания кристаллического фундамента. В кн. «Никопольский марганцеворудный бассейн». Изд-во «Недра», 1964.
- Б е н е с л а в с к и й С. И. Минералогия осадочных бокситов. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Титан в осадочном процессе. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- В и н о г р а д о в А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия № 1, 1956.
- Г и н з б у р г И. И., К а з А. А. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, вып. 80, 1946.
- Д о д а т к о А. Д. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1964.
- К р о т о в Б. П. Зональное выделение соединений железа, никеля, кобальта и марганца в коре выветривания серпентинитов Урала. Докл. АН СССР, т. 45, № 3, 1944.
- К у к о в с к и й Е. Г., С е д л е ц к и й И. Д. Гидрохлорит из коры выветривания амфиболита юга Украинского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 108, № 4, 1956.



Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в профиле выветривания основных пород Среднего Приднепровья

1, 2 — в амфиболитах Высокопольского-Никопольского района (по 84 анализам) и Верховцевско-Сурских магнитных аномалий (по 60 анализам); 3 — в сланцах (по 18 анализам)

- Куковский Е. Г. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961.
- Куковский Е. Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород юга Украинского кристаллического массива. В сб. «Кора выветривания», вып. 5, 1963.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа. Литология и полезные ископаемые. № 2, 1963.
- Литвиненко А. У., Хорошева Д. П. До мінералогії кори вивітривання ультраосновних порід району Сурьських магнітних аномалій Середнього Придніпров'я. Геолог. ж., том XXIII, вип. 4, 1963.
- Романенко Г. Н. О карбонатах марганца из коры выветривания серпентинитов Среднего Приднепровья. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания бокситов. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- Трубина К. Н. Парагенезис титана и алюминия в корях выветривания и продуктах их переотложения. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- Хорошева Д. П. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород Среднего Приднепровья. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.
- Хорошева Д. П. Минералогия бокситовидных пород Среднего Приднепровья. В сб. «Вопросы геологии рудных месторождений», Изд. «Недра», 1964.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изд. АН СССР. Киев, 1963.

Институт минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
9.XI.1964

УДК 551.733(571.511)

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ р. НОРИЛКИ

Л. Д. МАЛЮШКО, В. Г. МАТУХИНА

В последние годы в отечественной и зарубежной литературе появилось большое количество работ, посвященных анализу поведения малых элементов в горных породах. Такие исследования широко проводились и проводятся в нашей стране во многих районах. Начаты они и на территории Приенисейской части Сибирской платформы (Акулишина, Конторович, 1962; Катченков, 1962).

В статье излагаются результаты изучения поведения элементов группы железа, щелочноземельных элементов, а также алюминия и кремния в карбонатных отложениях силура долины р. Норилки (северо-западная часть Норильского района). Всего было проанализировано 130 образцов. Отобранные в среднем через 5 м, они представляют 655 м разреза. Образцы взяты из кернов буровых скважин. В комплекс исследований, кроме полевых наблюдений, входили описания шлифов с применением окрашивания и травления, термическая диагностика карбонатных минералов и спектральный анализ содержания Ti, Mn, V, Ni, Cr, Sr, Ba, SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO путем одновременного количественного определения малых и породообразующих элементов с помощью метода просыпки — воздушного дутья, разработанного в лаборатории физических методов исследований СНИИГГИМС специально для карбонатных пород. Средние содержания определяемых элементов в описываемых отложениях даны в табл. 1.

Силурийские отложения, вскрытые буровыми скважинами в долине р. Норилки (к северу от Норильска), содержат многочисленные фаунистические остатки, что позволяет вполне надежно расчленить их на отделы и ярусы.

Лландоверский ярус (So).

После продолжительного континентального перерыва (конец ордовика — начало силура) со среднего лландовери на территории северо-запада Сибирской платформы начинается очередной цикл морского осадконакопления — откладываются карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы. В описываемом разрезе в лландовери снизу выделяются четыре литологически отличные пачки.

Нижняя пачка представлена темно-серыми и черными тонколистистыми, почти не содержащими примесей карбонатов аргиллитами. В них наблюдаются редкие малоомощные (1—2 см) прослойки мергелей 36 м

Вышележащая пачка сложена темно-серыми, известковистыми, с прослойками пелитоморфных и органогенных известняков, мергелями мощностью 1—5 см . . . 80 »

Эти отложения перекрываются зелено-серыми комковатыми, с линзами пелитоморфных и органогенных известняков мергелями мощностью до 20 см и единичными прослойками известняковых конгломератов мощностью 1—2 см . 93 м

Выше залегает пачка известняков с прослойкой мощностью 1,3 м буровато-серого аргиллита в основании. Известняки зелено-серые глинистые пелитоморфные . . . 40 м

Общая мощность . 250 м

Накопление лlandoверийских отложений происходило на фоне морской трансгрессии, приведшей к уменьшению по разрезу (снизу) терригенной составляющей осадков и увеличению их карбонатности. Найденные в породах фаунистические остатки не содержат прибрежно-шельфовых форм, характеризующихся толстыми прочными раковинами. Лlandoверийское море имело нормальную соленость, что благоприятно действовало на органическую жизнь бассейна. Действительно, породы описываемой части разреза буквально переполнены органическими остатками. В нижней пачке аргиллитов в основном встречаются отпечатки граптолитов, но выше содержится богатый комплекс брахиопод, трилобитов, остракод, пелечипод, криноидей, иглокожих, наутилоидей и кораллов. Терригенная примесь в анализированных породах представлена в основном тонкодисперсным глинистым материалом с примесью гидрослюд и более крупных обломочных частиц. Последние принадлежат преимущественно фракции 0,001—0,01 мм, на долю алевритовых частиц приходится сотые, реже десятые доли процента и совсем редко — целые проценты от общего количества терригенного материала в породе. Представлен он кварцем и полевым шпатом. Среди аксессуарных минералов чаще других встречаются циркон, рутил, турмалин. Следует отметить значительное развитие аутигенного кварца¹. Основную часть карбонатов составляет кальцит. Доломит появляется в верхней части разреза, и содержание его не превышает 20%.

Венлокский ярус (S₁).

¹ Сходным составом терригенной составляющей осадка характеризуются и более молодые отложения в разрезе.

Таблица 1

Средние содержания элементов (%) в силурийских отложениях Норильского района Сибирской платформы

Порода	Количество анализов	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V	Cr	Ni	Ti	Mn	Ba	Sr
Аргиллиты	5	3,41	3,40	50,91	10,46	5,06	0,0098	0,008	0,0083	0,42	0,03	0,011	0,022
Мергели	22	18,73	5,20	33,45	8,20	4,58	0,0083	0,0074	0,0037	0,16	0,05	0,012	0,08
Доломитовые известняки глинистые	15	19,87	8,87	21,50	6,57	3,50	0,0058	0,0057	0,0033	0,13	0,054	0,011	0,10
Известняки глинистые	20	34,68	5,76	18,17	5,48	3,37	0,0044	0,0050	0,0017	0,11	0,067	0,014	0,14
Известняки органогенные	15	48,74	3,00	5,00	0,97	1,58	—	0,002	—	0,038	0,087	0,012	0,15
Мергели доломитовые	10	16,70	12,00	30,00	4,08	4,17	0,0076	0,0060	0,0030	0,13	0,063	0,01	0,055
Доломиты глинистые	15	24,86	14,06	19,22	3,00	3,18	0,0040	0,0057	0,0026	0,095	0,026	0,009	0,06
Доломиты	10	27,87	24,16	10,50	1,22	2,47	0,0030	0,0030	0,002	0,085	0,022	0,0067	0,13
Доломиты с гипсом	9	30,45	28,06	8,13	0,82	2,30	сл	0,003	0,006	0,058	0,02	0,007	0,20
Известняково-доломитово-гипсовая порода	6	32,40	16,70	5,88	0,67	1,82	сл	0,003	—	0,045	0,005	0,007	0,25

Осадки венлокского века формировались на фоне медленно регрессировавшего моря. В разрезе сохранились следы волновой ряби и трещины высыхания. Разрез сложен известняково-доломитовыми и доломито-известняковыми отложениями в различной степени глинистые. Глинистый материал тонкодисперсный, с примесью волокнистой гидрослюда. Алевроитовая примесь представлена единичными зернами кварца и полевых шпатов. В разрезе выделяются три литологически отличные пачки (снизу):

Пачка переслаивающихся зелено-серых и темно-серых пелитоморфных и биоморфно-детритовых, иногда доломитовых известняков с прослойками мергелей, известняковых конгломератов и брекчий мощностью 10—15 см. Количество прослоек конгломератов увеличивается снизу вверх по разрезу.

Средняя пачка сложена кораллово-строматопоровыми и водорослевыми известняками, в верхней части доломитовыми. Породы окрашены в буровато-серые цвета. В известняках отмечаются белые, серые и темно-серые кремневые конкреции. Мощность 40 м.

Разрез заканчивается 70-метровой пачкой известковистых доломитов, содержащих прослойки известняковых конгломератов и мергелей мощностью до 0,3 м.

Общая мощность 180 м.

Литологические особенности описанных пород указывают на то, что формирование их происходило в мелководных условиях, которые характерны для прибрежной части шельфа. Наличие известняковых конгломератов и брекчий свидетельствует о том, что осадки иногда выходили на дневную поверхность и размывались. Несколько отличными были условия накопления кораллово-строматопоровых и водорослевых известняков, прослеживающихся в разрезах Приенисейской части Сибирской платформы и свидетельствующих о стабильном опускании дна бассейна, способствующем росту строматолитов.

Вещественный состав венлокских отложений характеризуется меньшим, чем в лландоверийских, количеством терригенного материала. Из карбонатов в нижней части разреза преобладает кальцит, тогда как в верхней он присутствует в основном в виде примеси в доломитах. Поскольку пришедший на смену кальциту доломит является более растворимым, преобладание его в разрезе может свидетельствовать о повышенной солености вод в бассейне. Это подтверждается и находками органических остатков. В верхней трети венлокского разреза обнаружены лишь немногочисленные криноиды, остракоды и один вид брахиопод.

Нижний лудловский ярус (S_2).

Условия осадконакопления были близкими к существовавшим в венлоке. Разрез сложен известняками и доломитами. В нем могут быть выделены две литологически отличные пачки (снизу):

Пачка известняков, среди которых выделяются доломитовые разности. В ее основании встречены единичные прослойки водорослевых известняков мощностью до 40 см, а в верхней части — прослойки доломитов. Мощность пачки 40 м

Верхняя пачка сложена доломитами серого, светло-серого и желтого цвета. Наблюдаются редкие прослойки мергелей и известняков мощностью 1—1,5 см 35 м

Верхний лудловский ярус.

Монотонная толща доломитов, содержащих прослойки мергелей, ангидритов и гипсов, общей мощностью 150 м.

Характер осадконакопления в это время был резко отличным от вышеописанного. Осадки накапливались в лагуне в условиях жаркого сухого климата, о чем свидетельствуют седиментационные гипсы и ангидриты.

Эти отложения перекрываются согласно залегающими на них зеленоцветными мергелями и доломитами зубовской свиты нижнего девона.

Таким образом, трансгрессия моря, в условиях которой началось накопление отложений силура в пределах Норильского района, сменилась в венлокское время регрессией и обмелением морского бассейна, непрерывно развивавшимися и в дальнейшем. Этот процесс сопровождался возрастанием минерализации воды в бассейне, что и обусловило изменение литологического состава пород вверх по разрезу. С повышением солености бассейна карбонаты кальция сменились сначала доломитами, а затем сульфатами. В нормально-соленом лландоверийском море происходила интенсивная садка биогенно-хемогенного кальцита. Хемогенная садка кальцита характерна также для средневенлокского и нижнелудловского веков, но биогенный кальцит в отложениях этого времени занимает гораздо меньшее место. В нижней и верхней частях венлока и в нижнелудловское время накапливались доломитовые разности известняков и доломиты. В верхнелудловское время почти полностью прекращается садка известняков и накапливается существенно доломитовая толща пород с частыми прослойками гипсов и ангидритов. Параллельно изменялась и фауна. Если в лландоверии фаунистические остатки разнообразны и представлены многочисленными группами, то постепенно к верхнему лудловскому времени они вымирают.

Изменение солевого режима бассейна седиментации сказалось и на химическом составе пород. Снизу вверх по разрезу изменяется соотношение малых породообразующих элементов, а также стронция и бария. С. М. Катченков (1959) предложил использовать отношение $Sr : Ba$ для диагностики морских и пресноводных отложений. Для пресноводных бассейнов оно, как правило, меньше 1, для морских — больше 1. В изучаемом разрезе отношение $Sr : Ba$ не только характеризует морские осадки, оставаясь все вре-

Сравнительная характеристика химического состава аргиллитов и карбонатных пород силурийских отложений Русской платформы и Норильского района Сибирской платформы

Породы	Регион	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ni	Ti	Mn	Ba	Sr
Карбонаты	Сибирская платформа*	31,08	13,99	13,73	3,01	2,73	0,0017	0,086	0,045	0,01	0,10
	Русская платформа*	34,71	8,35	9,22	3,09	5,02	—	—	—	0,013	0,017
Аргиллиты	Сибирская платформа*	3,41	3,40	50,91	10,46	5,06	0,0083	0,42	0,03	0,011	0,022
	Русская платформа*	11,18	4,08	46,24	12,16	5,34	0,0012	0,36	—	—	—

* Средний химический состав аргиллитов и карбонатных пород Русской платформы дан по А. П. Виноградову и А. Б. Ропову (1956).

мья больше 1, но и отражает изменение солености бассейна. Его значение непрерывно изменяется по разрезу от 4—10 в лландовери (бассейн нормальной солености) до 15—50 в венлоке (бассейн с повышенной соленостью) и 70—100 в верхнем лудловском ярусе, где отложения гипсов указывают на высокую концентрацию солей в бассейне, представлявшем собой в это время соленую лагуну.

При этом содержание Ba по разрезу меняется мало и обычно близко к кларковому, в то время как содержание Sr изменяется весьма значительно (фиг. 1). Концентрация Sr достигает максимума в загипсованных доломитах верхнелудловского яруса.

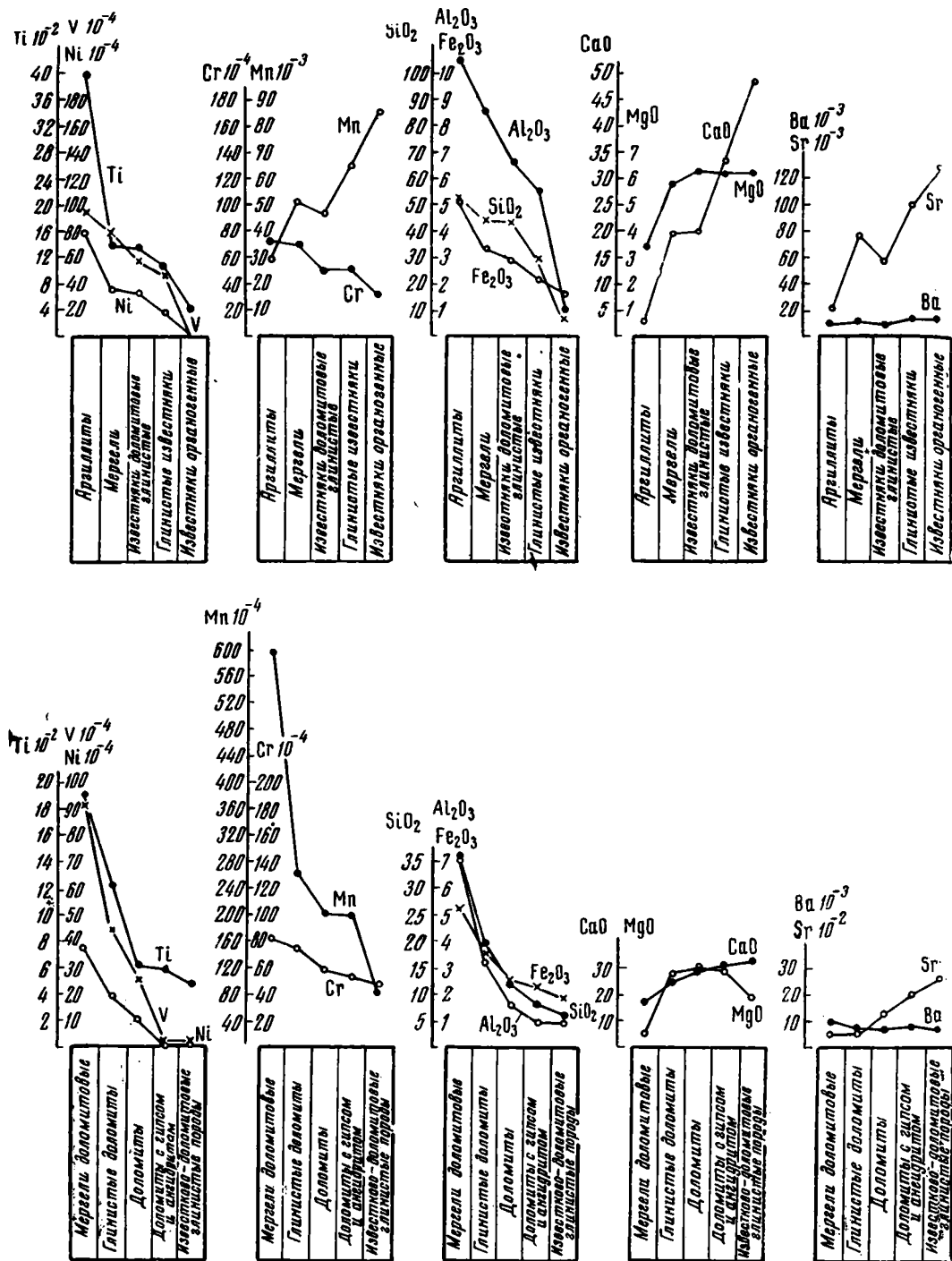
Интерес представляет сравнение химического состава пород изученного разреза с разновозрастными отложениями Русской платформы (табл. 2). Из таблицы видно, что отложения силура Русской платформы и описываемой части Сибирской платформы очень близки по составу, что указывает на сходство условий осадкообразования в этих достаточно удаленных друг от друга регионах. Обращает на себя внимание лишь повышенное содержание Sr в карбонатных породах Сибирской платформы. Содержания остальных малых элементов, за исключением Ba, близки к кларковым для соответствующих типов пород (Turekian, Wedepohl, 1961).

Для расщепления форм миграции химических элементов, а также факторов, контролирующих их дифференциацию на площади конечных водоемов стока, важное значение, как показал Н. М. Страхов, имеет изучение закономерностей распределения элементов по петрографическому ряду пород. В соответствии с этим отложения силурийского возраста разделены нами на две толщи. Первая (лландовери и нижняя часть венлока) характеризуется кальцитовым составом карбонатов, вторая (верхняя часть венлока, нижний и верхний лудловские ярусы) — преобладанием доломитов. Для них характерны разные фациальные обстановки осадконакопления и, вероятно, не вполне однотипные климатические условия. Поэтому изучение поведения элементов проводилось отдельно для каждой толщи.

Для установления фацальной последовательности пород на идеальном профиле рассмотрена зависимость отношения CaO : MgO от терригенности пород. Чем выше это отношение, тем меньше концентрация терригенной примеси в породе, т. е. на фацальном профиле бассейна доломит садился ближе, а кальцит дальше от береговой линии.

Для первой, известняковой толщи, образование которой происходило в морском бассейне нормальной солености, петрографический ряд пород в порядке убывания в них терригенного материала таков: аргиллиты → мергели → известняки доломитовые глинистые → известняки глинистые → известняки органогенные.

Рассматривая распределение элементов по типам пород в первой толще (фиг. 2), видим, что большая группа элементов (Ti, V, Ni, Cr, Si, Fe, Al) имеет однонаправленное распределение по установленному выше петрографическому ряду, а именно: максимальные концентрации характерны для аргиллитов, снижаясь в мергелях и известняковых разностях; в чистых органогенных известняках они достигают минимума. Такое распределение указывает на тесную связь этих элементов с терригенной составляющей пород (фиг. 3), представленной, как уже указывалось, тонкодисперсным обломочным материалом с примесью микроволокнистой гидрослюды. Это так называемый упорядоченный контрастный тип распределения малых элементов по петрографическому ряду пород (Страхов, 1960). Такая закономерность подтверждается монотонным возрастанием кривых распределения содержания элементов по петрографическому ряду пород — от аргиллитов к органогенным известнякам при пересчете на бескарбонатное вещество (фиг. 4). Лишь Sr и Mn поступали в бассейн седиментации преимущественно в виде растворов и аккумулировались в осадке хемогенным путем, входя изоморфно в решетку кальцита. Хемогенная садка Mn подтверждается наличием коррелятивной зависимости его концентрации от концентраций кальцита в породах (см. фиг. 1). Для Sr, помимо хемогенной, существенную роль играет также биогенная садка. Именно этим об-



Фиг. 2. Распределение элементов по типам пород (в процентах от натуральной породы)

А — отложения ландовери и нижней части венлока; Б — отложения верхней части венлока, а также нижнего и верхнего лудлова

стоятельностью обусловлены максимальные его концентрации в органических известняках.

Принимая, что распределение элементов на идеальном геохимическом профиле отражает их распределение на площади бассейна седиментации, как это было показано Н. М. Страховым (1960) на примере современного осадконакопления, можно по величине отношения содержаний элементов в крайних членах петрографического ряда пород построить ряд геохимической подвижности, который для описываемых отложений преимущественно известняковой толщи выглядит следующим образом: $Al \rightarrow Ti \rightarrow Si \rightarrow [V, Ni] \rightarrow Fe \rightarrow Cr \rightarrow Ba \rightarrow Mn \rightarrow Sr$. В основных чертах он совпадает с рядами геохимической подвижности, выведенными Н. М. Страховым. Сходный ряд был получен также Е. П. Акулишиной и А. Э. Конторовичем (1962) для палеозойских отложений района р. Курейки.

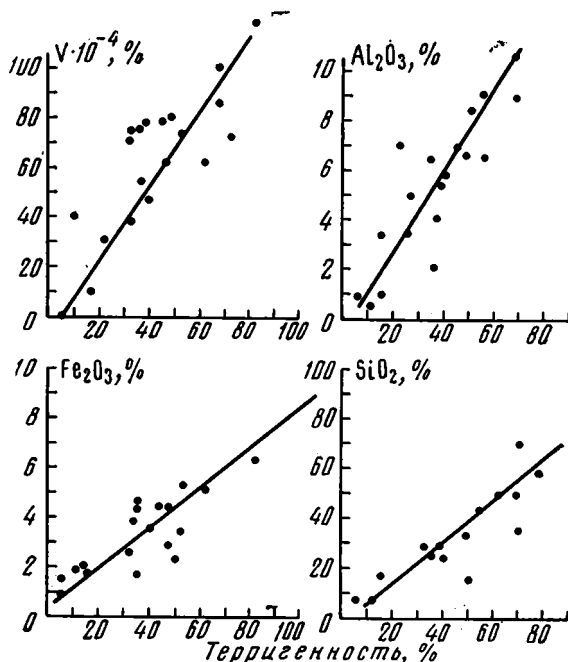
Иная картина в распределении малых и породообразующих элементов наблюдается в породах второй, существенно доломитовой толщи. Формирование отложений этой толщи проходило в регрессирующем бассейне при усилении аридизации климата и повышении солености вод. Здесь мы наблюдаем уменьшение содержания в породах таких малых и породообразующих элементов, как $Ti, V, Ni, Cr, Mn, Fe, Al, Si$, в то время как содержание Mg и Sr повышается. Распределение элементов по типам пород: доломитовые мергели $\rightarrow$ глинистые доломиты $\rightarrow$ доломиты $\rightarrow$ гипсы (см. фиг. 2, 4), показывает, как и в первом случае, что такие элементы, как $V, Cr, Ni, Ti, Fe, Mn, Al, Si$, поступали в бассейн седиментации в составе терригенной части пород.

Однако в отличие от рассмотренного случая при пересчете на бескарбонатное плюс бессульфатное вещество единообразия в распределении элементов и возрастания их концентраций в петрографическом ряду пород слева направо не наблюдается. Ряд геохимической подвижности элементов для этих отложений выглядит следующим образом: $Al \rightarrow [Ti, Ni, V] \rightarrow Mn \rightarrow Cr \rightarrow Fe \rightarrow Ba \rightarrow Sr$.

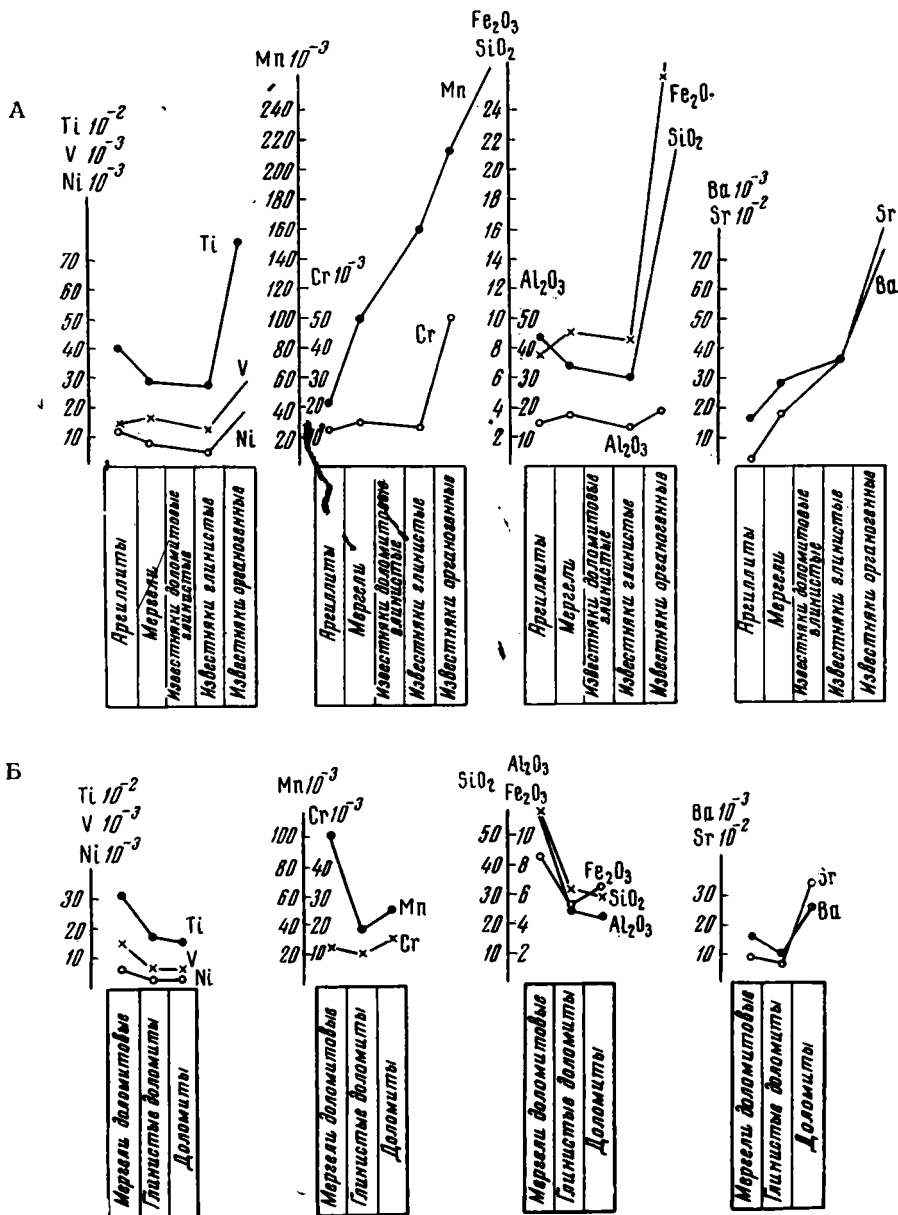
Это показывает, что условия миграции и накопления малых элементов в период отложения существенно доломитовой толщи изменились. Резко снизилась геохимическая подвижность Mn , т. е. уменьшилась роль растворов в формах его миграции. Благодаря повышенной солености вод в бассейне возникли благоприятные условия для химической садки Sr . В нормальных морских бассейнах ввиду ненасыщенности воды строением химическое осаждение его незначительно (Виноградов, Ронов, 1956; Катченков, 1959). Для насыщения морской воды Sr необходимо увеличить концентрацию его солей против обычного (3,5%) в 4—5 раз, после чего начинается химическое осаждение Sr в виде $SrSO_4$ (Виноградов, 1956). Наиболее благоприятными для этого являются периоды осаждения доломита и перехода от садки доломита к садке гипса, что и наблюдается в описываемом разрезе в нижнем и верхнем лудловских ярусах.

Возникает вопрос: чем обусловлено различие в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород в двух рассмотренных частях разреза?

Нам представляется, что мобилизация компонентов твердого и жидкого стока в лlandoверийском и частично венлокском веках происходила в условиях, более благоприятствовавших химическому выветриванию на континентах по сравнению с более поздними веками, что и обусловило большую геохимическую подвижность элементов в раннем силуре. Можно думать, что климат как на водосборах, так и в районе самого бассейна седиментации в это время был более влажным (семиаридным?), чем в последующие века. С этим же, вероятно, связана меньшая карбонатность и преимущественно известковый состав карбонатов отложений венлока и особенно лlandoвери. Неупорядоченность в распределении малых элементов по петрографическому ряду пород, равно как и загипсованность существенно доломитовых карбонатных фаций, явилась следствием значительной аридизации климата в нижне- и верхнелудловские века.



Фиг. 3. Зависимость концентрации некоторых элементов от терригенной составляющей в породах лlandoвери и венлока



Фиг. 4. Распределение элементов по типам пород (в процентах от бескарбонатного вещества)

А — отложения лlandoвери и нижней части венлока; Б — отложения верхней части венлока, а также нижнего и верхнего лудлова

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Конторович А. Э. Малые элементы в палеозойских породах р. Курейки. Тр. СНИИГГИМС, вып. 16, 1962.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6, 1956.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, 1959.
- Катченков С. М. Малые элементы в нижнепалеозойских отложениях Восточной Сибири. Геологический сб., 7. Тр. ВНИГРИ, вып. 190, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1960.
- Turekian K., Wederhoff K. Geol. Amer. Bull., 72, № 2, 1961.

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
Новосибирск

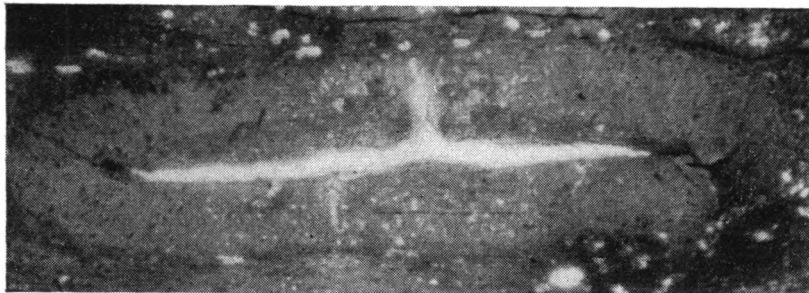
Дата поступления
12.III.1965

ПАПОРОТНИКИ ТИПА PSARONIUS В ИСХОДНОМ МАТЕРИАЛЕ МЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕЙ

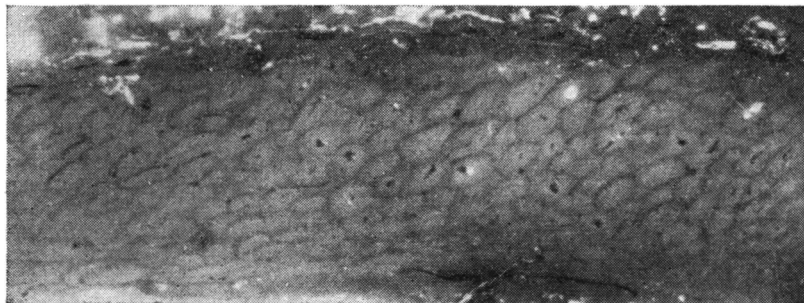
И. Н. ДРОЗДОВА

Изучая исходный растительный материал бурых углей Канско-Ачинского бассейна (Назаровское, Бородинское и Березовское м-ния), автор обратил внимание на присутствие в них своеобразной гелифицированной механической ткани. Ткань наблюдалась в 39 из 160 просмотренных шлифов, изготовленных из 118 образцов; иными словами, она присутствует в 33% образцов, и, следовательно, растения, которым принадлежат эти остатки, принимали заметное участие в углеобразовании.

Фрагменты механической ткани такого типа (фиг. 1) в вертикальных шлифах имеют вид ориентированных по наслоению сплюснутых колец или полос (обрывков колец), состоящих обычно из 5—6, редко 3—5 или 7 рядов плотно прилегающих друг к другу,



Фиг. 1. Гелифицированное склеренхимное влагалище
Шлиф, $\times 85$. Назаровское месторождение (J_2), обр. 71



Фиг. 2. Часть гелифицированного склеренхимного влагалища при большом увеличении
Многоугольные клетки имеют толстые оболочки и щелеобразные клеточные полости.
Шлиф, $\times 120$. Назаровское месторождение (J_2), обр. 14-а

немного вытянутых, реже изометрических многоугольных клеток с чрезвычайно толстыми оболочками и узкими полостями, занимающими ничтожную долю общего объема клетки (фиг. 2). Клетки имеют от 17 до 43 микронов в ширину и от 51 до 85 микронов в длину, причем более длинная сторона клетки ориентирована, как правило, по наслоению угля. Размеры колец, или, как их следует правильно называть, склеренхимных влагалищ, указаны в табл. 1. Измерялись горизонтальный диаметр влагалища, его толщина и вертикальный диаметр внутренней полости. Так как в большинстве случаев внутренняя полость щелеобразна, то последняя величина замерялась в единичных случаях (табл. 2).

Обрывки влагалищ, имеющие вид полос различной протяженности, замерялись дважды — длина и толщина обрывка. Результаты сведены в табл. 3. Вертикальный диаметр испытывавших более или менее сильное сжатие склеренхимных влагалищ обычно составляет меньше одной четверти горизонтального диаметра, иногда менее одной десятой, и в редких случаях достигает одной трети его.

Внутренняя полость, как правило, заполнена бесструктурным гелифицированным веществом, в котором иногда можно различить несколько клеток типа паренхимных.

В семи из 29 влагалищ во внутренней полости, выстилая ее по внутреннему краю кольца, лежит очень похожее по цвету и облику на кутикулу образование (фиг. 3), а в четырех влагалищах видно, что вся шелевидная полость заполнена какими-то напоминающими макроспоры тельцами. Однако их границы недостаточно отчетливы, и вполне возможно, что это то же самое кутикулоподобное образование, только сильно деформированное, смятое в складки (фиг. 4).

Таблица 1

Размеры склеренхимных влагалищ

№ образца	Горизонтальный диаметр, мм	Толщина, мм	№ образца	Горизонтальный диаметр, мм	Толщина, мм	№ образца	Горизонтальный диаметр, мм	Толщина, мм
71	>1,6*	0,34	24	2,4	0,12—0,15	80	3,5	0,15
24	1,7	0,12—0,14	60	>2,4	0,12—0,14	15	3,9	0,47
25	>1,7	0,12	27-а	2,6	0,9	30	>3,9	0,34—0,51
36	1,8	0,14—0,17	38	>2,7	0,12—0,14	71	4,0	0,26
33	>1,8	0,12	200	>2,9	0,22	24	4,1	0,34
27-а	1,9	0,12	249	3,0	0,17	24	4,1	0,15—0,17
74-а	2,0	0,09	368	3,4	0,12	206	4,3	0,17—0,19
27-а	2,1	0,09	57	3,4	0,22	33	7,9	0,34—0,37

* Истинные размеры кольца больше приведенных.

Принадлежность склеренхимных влагалищ к растениям какой-либо определенной систематической группы до последнего времени не была выяснена. При первом знакомстве с такого рода растительными остатками было только отмечено, что они принадлежат каким-то довольно крупным растениям со слабо развитой проводящей системой и обилием паренхимной ткани в стебле; у этих растений недостаток механической прочности стебля компенсируется специальной системой из склеренхимных волокон.

Склеренхимные влагалища, подобные обнаруженным в канско-ачинских углях, известны также в нижнемеловых углях Сучанского бассейна. Разница заключается в характере их превращения и сохранения. В канско-ачинских углях это гелифицированные остатки растений, в сучанских — гелифицированные и фюзенизированные. Их наблюдали Е. С. Корженевская и О. А. Дзенс-Литовская.

Е. С. Корженевская так описывает эти своеобразные растительные остатки. «Древесинные ткани (фюзенизированные — И. Д.) в клареновом угле пласта Южного встречаются кусочками самой различной величины. Многие среди них имеют сравнительно большие размеры и представляют какие-то цилиндрические части растений, в которых на поперечных срезах хорошо видны округлые полости клеток. Почти в каждом таком кусочке можно хорошо различить наружную ткань, состоящую из довольно крупных округлых клеток, и внутреннее ядро, не имеющее всегда ясного клеточного строения, а часто только неопределенную комковатость... Фюзен пласта Кедрового, подобного фюзену пласта Южного, представляет собой довольно крупные обрывки или даже целые цилиндрические обломки растений. Среди них часто встречаются такие, у которых выделяются наружная ткань из округлых или многоугольных клеток и внутреннее ядро с неясным комковатым строением».

Таблица 2

Размеры склеренхимных влагалищ с хорошо выраженной внутренней полостью

№ образца	Горизонтальный диаметр, мм	Вертикальный диаметр, мм	Вертикальный диаметр внутренней полости (с), мм
71	2,0	0,52	0,08
206	2,5	0,22	0,14
24	2,9	0,80	0,51
89	3,0	0,61	0,17
85	3,2	1,00	0,60

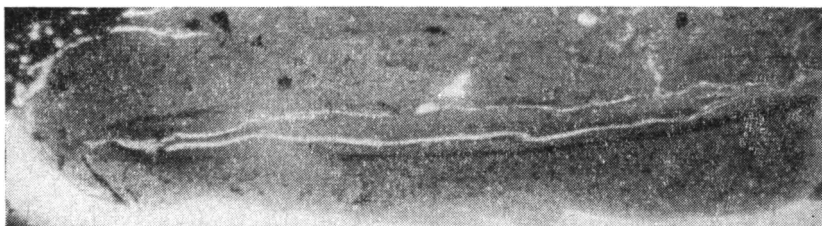
На приведенных Е. С. Корженевской фотографиях видно, что эти фюзенизированные остатки близко напоминают гелифицированные склеренхимные влагалища из канско-ачинских углей и отличаются только меньшими размерами (горизонтальный диаметр около 1 мм). Е. С. Корженевская считала их остатками древесины, так как механические клетки многоугольной формы с одревесневшими оболочками имеют довольно крупные просветы и в этом сходны с трахедами.

О. А. Дзенс-Литовская наблюдала фюзенизированные склеренхимные влагалища в аншлифе из угля пласта. Нижне-кедрового (С₄) на шахте 16. Макроскопически уголь блестящий, полосчатый, с линзочками фюзена размером 0,3×3 см. На полированной поверхности аншлифа хорошо заметна 6-миллиметровая прослойка, содержащая фюзенизированные склеренхимные влагалища с горизонтальным диаметром 2—3 мм. По анатомическому строению (фиг. 5) они ничем не отличаются от склеренхимных влагалищ канско-ачинских углей.

Размеры обрывков склеренхимных влагалищ

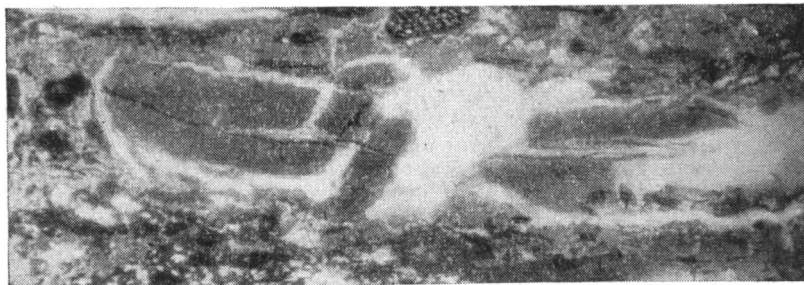
№ об- разца	Длина, мм	Толщи- на, мм	№ об- разца	Длина, мм	Толщи- на, мм	№ об- разца	Длина, мм	Толщина, мм	№ об- разца	Длина мм	Толщина, мм
13	0,3	0,14	24	1,1	0,30	80	1,7	0,09	15	2,8	0,65
206	0,6	0,14	206	1,1	0,14	200	1,7	0,12	30	2,9	0,20—0,22
206	0,6	0,09— 0,10	40	1,2	0,26	389	1,7	0,17	33	2,9	0,30
13	0,7	0,30	389	1,2	0,20	13	1,9	1,00	37	2,9	0,22—0,26
367	0,7	0,12	71	1,3	0,10	70	1,9	0,14	206	2,9	0,17
376	0,7	0,09— 0,10	85	1,3	0,09— 0,10	206	2,2	0,17	33	3,0	0,56
33	0,8	0,60	60	1,4	0,10	89	2,3	0,20— 0,22	89	3,2	0,10
51	0,8	0,14	88	1,4	0,15	202	2,3	0,09	15	3,4	0,68
71	0,9	0,15	206	1,4	0,10	15	2,4	0,22	81	3,4	0,14—0,15
368	1,0	0,14— 0,15	33	1,5	0,34	88	2,4	0,14	30	4,6	0,44—0,46
376	1,0	0,15	35	1,7	0,15	202	2,6	0,10	33	5,2	0,51

Гелифицированные склеренхимные влагалища были обнаружены О. А. Дзенс-Литовской в шлифах из углей пластов Верхне-кедрового (С₅) и Двойника (С₆) в шахте 10. Макроскопически уголь пласта С₅ блестящий полосчатый с линзочками фюзена; уголь пласта С₆ отличается от него несколько пониженным блеском (полублестящий). По наблюдениям О. А. Дзенс-Литовской, внутренняя полость склеренхимных влагалищ из угля пласта С₆ иногда заполнена смолоподобным веществом. Такие склеренхимные влагалища можно поставить в один ряд с теми из канско-ачинских углей, во внутренней полости которых наблюдаются напоминающие макроспоры или кутикулу образования.



Фиг. 3. Кутикулоподобное образование во внутренней полости гелифицированного склеренхимного влагалища

Шлиф, $\times 40$. Березовское месторождение, (J₂), обр. 206



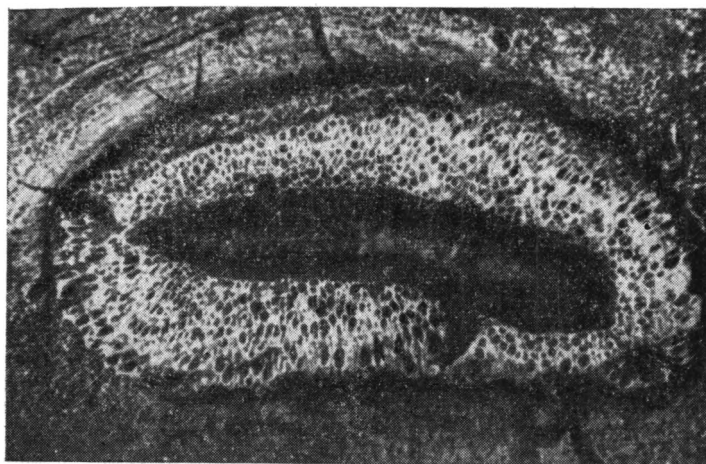
Фиг. 4. Похожие на макроспоры образования во внутренней полости гелифицированного склеренхимного влагалища

Шлиф, $\times 30$. Бородинское месторождение (J₂), обр. 369

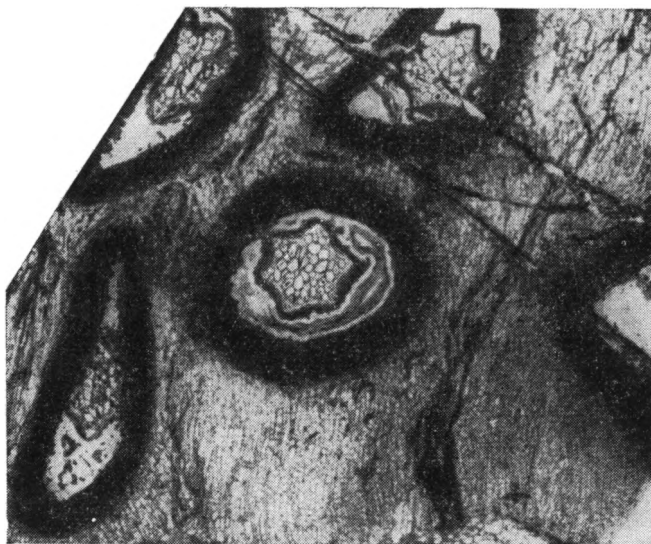
Описанные выше склеренхимные влагалища можно рассматривать как элементы стеблей древовидных папоротников типа современных *Dicksonia* и ископаемых *Psaronius* из пермокарбона. Стволы этих папоротников одеты толстым плащом из воздушных корней, сросшихся при помощи основной паренхимы. Поперечный разрез через эту часть

стебля представлен на фиг. 6¹. Отдельные корни погружены в сеть паренхимной ткани. Каждый придаточный корень имеет в центре проводящий пучок с 6-лучевой ксилемой и одет снаружи склеренхимным влагищем. Именно эти склеренхимные влагища и сохраняются в углях.

Между проводящим пучком и кольцом склеренхимы, по А. Н. Криштофовичу (1957), находится паренхимная ткань. В канско-ачинских углях остатки ее иногда наблюдаются,



Фиг. 5. Фюзенизированное склеренхимное влагище
Аншлиф. $\times 60$. Сучанский бассейн (СГ), обр. 105 из коллекции
О. А. Дзене-Литовской, ВСЕГЕИ



Фиг. 6. *Psaronius* sp. Поперечный разрез через внутреннюю
часть плаща из корней, $\times 11$. Хемниц (Р₁), по Хирмеру

о чем уже было сказано выше. На срезе одного корня между проводящим пучком и склеренхимным влагищем видно какое-то образование светло-серого цвета в форме смятого тонкого кольца. У Хирмера нет никакого объяснения этому образованию. Вероятно, с ним следует идентифицировать наблюдавшиеся в шлифах канско-ачинских углей желтые кутикулоподобные образования внутри склеренхимных влагищ. Природа их не ясна, но с полной уверенностью можно утверждать, что это не кутикула,

¹ Фигура представляет собой репродукцию фиг. 669 из «Справочника палеоботаника» Хирмера (Hirmer, 1927).

которая является защитным образованием и всегда одевает органы растения снаружи; здесь же эта желтая пленка лежит внутри органа. Нельзя также принимать желтые тельца, наблюдавшиеся в ряде шлифов тех же углей, за споры. Считая эти образования спорами, мы должны признать их вместилища спорангиями, но склеренхимные влагалища не имеют никакого отношения к спороносным органам растений.

Характерные для среднеюрских бурых углей Канско-Ачинского бассейна и нижнемеловых каменных углей Сучанского бассейна склеренхимные влагалища принадлежат древовидным папоротникам типа пермокарбонных *Psaronius* (сем. *Marattiaceae*). Вполне возможно, что эти мезозойские папоротники представляют собой какую-то промежуточную ступень между *Psaronius* пермокарбона и современными древовидными папоротниками типа *Dicksonia*.

В заключение приношу свою глубокую благодарность Н. С. Снигиревской за консультации по анатомии ископаемых растений.

ЛИТЕРАТУРА

Криштофович А. Н. Палеоботаника. Гостоптехиздат. Л., 1957.

Hirmer M. Handbuch der Paläobotanik. B. I (Thallophyta — Bryophyta — Pteridophyta). München und Berlin, 1927.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики,
Ленинград

Дата поступления
27.II.1965

УДК 551.736.1 (477.6)

КОЛЛЕКТОРЫ НИЖНЕПЕРМСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В. И. САВЧЕНКО

Северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины, по мнению большинства геологов, является наиболее перспективной на нефть в верхневизейских, верхнебашкирских и нижнепермских отложениях¹. Причем более 90% всех известных в этой части впадины месторождений приурочено к нижнепермской продуктивной толще. Поэтому понятен тот интерес, который вызывают отложения этой продуктивной толщи и породы-коллекторы, приуроченные к ним.

Детальное изучение² нижнепермских нефтеносных горизонтов Гнединцевского и Лебяковского месторождений позволило выявить три основные литологические группы коллекторов: терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные.

Терригенные породы-коллекторы преобладают в разрезе Гнединцевского месторождения, составляя более 60—65% мощности продуктивных отложений; на Лебяковском месторождении содержание их снижается до 40%. Основными коллекторами нефти являются песчаники, а также подчиненные им алевролиты.

Песчаники серые, розовато-серые, от мелко- до крупнозернистых; структура алевропсаммитовая и псаммитовая, микротекстура — массивная и беспорядочная. Класгический материал песчаников различной сортированности и средней окатанности представлен преимущественно зернами кварца (35—45%) и полевых шпатов (до 45%). Последние в верхней части продуктивной толщи в значительной степени пелитизированы. В больших количествах встречаются обломки глинистых, эффузивных и карбонатных пород, причем их содержание увеличивается снизу вверх по разрезу свиты от 5 до 20%. Встречаются зерна карбонатных и слюдяных минералов.

Цемент песчаников — глинисто-карбонатный, карбонатный, реже глинистый и кремнистый, пелитоморфного, микрозернистого, иногда пойкилитового строения, контактовопорового и порового типов, реже — замещения. Содержание цемента колеблется от 10—12 до 40—45—50%.

По степени отсортированности кластического материала среди песчаников и алевролитов можно выделить (Савченко, 1964) несколько типов пород:

1. Плохо отсортированные песчаники и алевролиты:

а) песчаники крупнозернистые с примесью мелко- и среднезернистого материала ($K_c = 26—60$)³.

¹ В настоящее время промышленно нефтеносными в описываемой части впадины являются три заведомо нижнепермских горизонта и два горизонта, залегающих в верхах нерасчлененных отложений нижней перми — верхнего карбона. Детальный анализ геологического материала позволил автору (1964) прийти к выводу, что и последние горизонты следует относить к нижнепермским.

² Литолого-петрографические описания пород проводились сотрудниками треста «Черниговнефтегазразведка» А. Д. Бритченко, Р. Н. Петровой, Я. И. Цылко и автором.

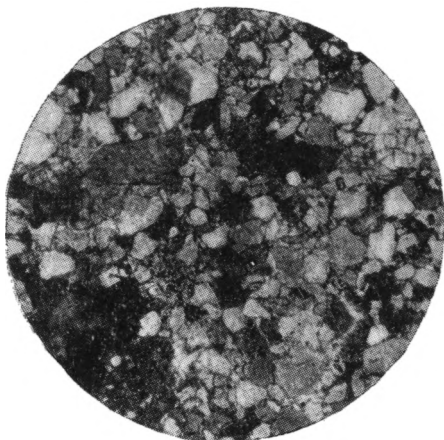
³ K_c — коэффициент неоднородности пород по Ф. И. Котяхову (1956).

6) песчаники мелкозернистые с примесью среднезернистого материала ($K_c=16-30$).

2. Хорошо отсортированные мелкозернистые песчаники ($K_c=5,4-17,0$).

3. Средне- и крупнозернистые песчаники ($K_c=20-26$).

Средне- и крупнозернистые песчаники в основном характерны для нижней части продуктивной толщи, хотя встречаются и в верхней части. Лучшими коллекторскими свойствами обладают хорошо отсортированные мелкозернистые песчаники. Однако одной хорошей отсортированности кластического материала часто недостаточно для того, чтобы породы можно было отнести к высшим классам коллекторов. И, наоборот, нередко при невысокой степени отсортированности кластического материала коллекторские свойства довольно высокие вследствие особенностей строения пород.



Фиг. 1. Песчаник разномзернистый, поли-
миктовый; цемент — кальцитовый, пе-
литоморфный, редко — раскристаллизо-
ванный

$m = 15,23\%$; $K = 265,6$ *мд*



Фиг. 2. Песчаник крупнозернистый, с
кальцитовым цементом порового типа;
черное — свободные поры. Зарисовка.

Ув. 40

$m = 20,3\%$; $K = 10,31$ *мд*

Наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают хорошо отсортированные разности песчаников и алевролитов с контактовым и контактовопоровым типом цемента кремнистого или карбонатного, реже глинисто-слюдистого состава. Поровое пространство этих пород складывается в основном межгранулярными порами; при карбонатном цементе часто отмечаются вторичные поры в самом цементе, связанные с выщелачиванием карбонатов кальция. Пористость описываемых пород составляет 24—25% и нередко превышает 30%; проницаемость колеблется от 200 до 600 *мдарси* и часто достигает 1 *дарси*.

Ухудшение сортированности кластического материала песчаников значительно снижает коллекторские свойства пород (фиг. 1). В крупнозернистых песчаниках с кальцитовым цементом пористость не превышает 15—20%, проницаемость составляет 50—120 *мдарси*. Увеличение содержания цемента и преимущественно поровый его тип также значительно ухудшают коллекторские свойства пород (фиг. 2). Пористость подобных пород не превышает 20—24%, а проницаемость колеблется в пределах 20—150 *мдарси*.

Повышенное содержание слюдяных минералов, ориентированных в одном направлении (слоистые породы), или большое количество глинисто-карбонатных «катышей» (обломки глинисто-карбонатных пород со сглаженными краями) затрудняет сообщение пор друг с другом.

Вследствие этого значительно ухудшаются фильтрационные свойства пород.

В любом случае улучшающее влияние на фильтрационные свойства пород оказывают микротрещины, особенно развитые в породах с карбонатным цементом. Иногда они оказывают основное влияние на фильтрацию флюидов через породы, и в этом случае проницаемость достигает сотен миллиардов при пористости 10—11%. Часто трещины образуются и на контактах различных пород (см. фиг. 2), при этом их влияние не так заметно, как в первом случае. Большое значение при фильтрации флюидов, возможно, имеют также микротрещины, развитые в зернах кластического материала и характерные, в основном, для полевых шпатов.

Высокая степень уплотнения зерен кластического материала ухудшает коллекторские, в первую очередь, фильтрационные свойства; при этом проницаемость может быть меньше 10 *мдарси* при достаточно высокой пористости.

Алевролиты по своим литологическим особенностям весьма близки к песчаникам, но в отличие от них, характеризуются более частым и большим содержанием глинисто-слюдяных минералов. Сходство в строении песчаников и алевролитов обусловило

и однотипность их коллекторских свойств. Поэтому все, что изложено выше о песчаниках как породах-коллекторах, в одинаковой степени относится и к алевролитам.

Значительную группу среди коллекторов занимают грубозернистые породы — гравийные песчаники, гравелиты, мелкогравийные конгломераты и брекчии. Эти породы преимущественно сложены гравием и мелкой галькой кварца, кварцита, полевых шпатов, кремния, сцементированных глинистым, глинисто-известковым или известковым материалом. В большинстве случаев грубозернистые породы обладают невысокими коллекторскими свойствами, что, в первую очередь, обусловлено плохой отсортированностью обломочного материала, а также поровым типом глинистого и глинисто-известкового цемента. Повышение содержания карбонатного цемента (до перехода его в базальный тип) нередко приводит к образованию многочисленных пор вследствие, что значительно улучшает фильтрационные свойства пород.

Среди карбонатных коллекторов выделяется несколько литологических видов: доломиты, известняки; переходными разностями между терригенными и карбонатными породами являются песчаники и алевролиты с базальным типом карбонатного цемента. Доломиты преобладают среди карбонатных пород, особенно в разрезе Леляковского месторождения. К наиболее характерным разностям доломитов относятся следующие: 1) пелитоморфные (тонкозернистые?); 2) разномзернистые (мелкозернистые); 3) разномзернистые; 4) песчанистые.

Доломиты (известняки) пелитоморфные — это крепкие, глинистые, с размерами зерен 0,001 до 0,005 мм породы. Изредка в них встречается примесь алевроитового материала (не более 2—3%). Коллекторские свойства данных пород, являющихся, по существу, монолитными, весьма низкие: пористость редко достигает 8—9% при практически нулевой проницаемости. Однако наличие микротрещин приводит к некоторому улучшению фильтрационных свойств, и проницаемость в этом случае достигает 1—10 мдарси. Резкое улучшение коллекторских свойств происходит в результате вторичных процессов — раскристаллизации, кальцитизации, дедоломитизации (для доломитов) и доломитизации (для известняков). При этом пористость достигает 25%, а проницаемость составляет сотни миллиардов. Но вторичные процессы являются локальными и часто ограничиваются весьма незначительными масштабами. Поэтому в общем случае трудно рассчитывать на высокие коллекторские свойства пелитоморфных доломитов (известняков).

Доломиты мелкозернистые слагаются зернами доломита размерами 0,01—0,02 мм изометричной (ромбической) формы; в некоторых разностях встречается незначительная (до 2%) примесь алевроитового и глинистого материала. Описываемые доломиты обладают наилучшими коллекторскими свойствами и являются основными коллекторами среди карбонатных пород. Это объясняется тем, что равнозернистое строение и ромбоэдрическая форма зерен обусловили наличие свободного порового пространства буквально между каждой парой зерен. Хотя размеры этих пор невелики (0,01—0,02 мм), однако равномерное распределение их по всей породе обуславливает высокую открытую пористость (28—32%) и проницаемость (более 300—500 мдарси). Иногда фильтрационные свойства улучшаются за счет наличия в породе микротрещин. Поры этих доломитов могут быть названы межзерновыми, что подчеркивает генезис их и структуру порового пространства.

Доломиты разномзернистые (мелко- и среднезернистые, сгустково-комковатые). Зерна доломита неправильноромбоэдрические и ромбоэдрические размерами 0,005—0,09 мм. Кальцит — крипто-, мелко- и крупнокристаллический — распределен на отдельных участках в виде сгустков и комочков (размером 0,1—1,0 мм), а также равномерно рассеян по всей породе между зернами доломита. Сгустково-комковатые доломиты состоят из глинисто-известковых комочков, органических остатков и доломитового цемента.

Характер строения описываемой группы доломитов, их неоднородность обусловили невысокие коллекторские свойства (пористость колеблется в пределах 8—15% при колебаниях проницаемости в пределах первых десятков миллиардов). Поровое пространство, представленное в основном тонкими извилистыми канальцами, неоднородно по своему строению. Поры неравномерно распределены в породе и часто изолированы друг от друга.

Доломиты песчанистые (алевроитистые) характеризуются большим содержанием (30—40%) кластического материала, представленного главным образом кварцем, реже — полевыми шпатами. Часто зерна полевых шпатов, иногда кварца, целиком замещены карбонатами кальция; последние по своему строению пелитоморфные, чем резко отличаются от зернистой основной массы породы. Описываемые породы по распространенности среди карбонатных пород продуктивной толщи занимают после мелкозернистых доломитов второе место; однако, как коллекторы, они имеют гораздо меньшее значение. Дело в том, что в песчанистых доломитах поровое пространство слагается в основном порами, расположенными вокруг зерен кластического материала (околозерновыми). Эти поры, обязанные своим происхождением уменьшению объема основной карбонатной массы при раскристаллизации⁴, часто изолированы друг от друга, что резко ухудшает фильтрационные свойства: при пористости, нередко достигающей 20%, проницаемость практически равна нулю. Особенно это характерно для алевроитистых пород.

⁴ В случае пелитоморфного строения основной массы породы околозерновых пор не наблюдается.

Развитие сети микротрещин, а также наличие межзерновых пор улучшает фильтрационные свойства пород, особенно когда эти дополнительные проводящие пути соединяют изолированные околозерновые поры друг с другом. Аналогичная картина наблюдается при наличии пор, пустот и каверн выщелачивания.

Среди известняков нижнепермской продуктивной толщи выделяются микрокомковатые, оолитовые, органогенно-комковатые и пелитоморфные (тонкозернистые) разновидности.

Известняки микрокомковатые состоят из мелких (0,05—0,1 мм) округлых и овальных, иногда неправильно овальных глинисто-карбонатных комочков, сцементированных кальцитом, интенсивно перекристаллизованным с зернами 0,02—0,3 мм. В составе цемента встречаются также крупные ромбоэдрические зерна доломита. По своим коллекторским свойствам микрокомковатые известняки аналогичны густокомковатым доломитам. Нужно только добавить, что межзерновые поры в известняках встречаются в меньшем количестве, чем в доломитах.

Оолитовые известняки состоят из мелких округлых оолитов плохой сортировки; размеры оолитов колеблются от 0,03 до 0,8 мм. Ядра их образованы комочками микрозернистого кальцита, а также раковинками фораминифер. Оолиты сцементированы тонкозернистым, местами крупнокристаллическим кальцитом. Известняки встречаются лишь в виде маломощных прослоев и поэтому не относятся к широко распространенным коллекторам. Однако по своим коллекторским свойствам они представляют определенный интерес. Пористость их колеблется от 25 до 35%, проницаемость составляет лишь десятки миллдарси, редко достигая 200 мдарси. Основными порами в описываемых известняках являются пустотки выщелачивания ядер фауны, глинисто-карбонатных оолитов и центральных частей хорошо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. Эти поры часто изолированы друг от друга. Редко встречаются поры околозерновые и перекристаллизации, которые и обуславливают повышение фильтрационных свойств. Улучшающее влияние на коллекторские свойства оказывает наличие терригенной примеси в описываемых известняках, что объясняется появлением околозерновых пор.

Известняки органогенно-комковатые слагаются раковинками фораминифер, глинисто-карбонатными комочками, органогенным детритом и карбонатным цементом. Последний в основном представлен ромбоэдрическим доломитом, в котором сохранилось небольшое количество пелитоморфного кальцита. В некоторых разновидностях содержится до 15% кластического материала. Описываемые известняки имеют весьма ограниченное распространение и не выделяются по мощности. Пористость их достигает 20—24% при проницаемости 50 мдарси; подобные коллекторские свойства обусловлены наличием неравномерно распределенных в породе крупных (размером до 0,5 мм) пор, соединяющихся между собой капиллярными канальцами.

Известняки пелитоморфные слагаются в основном кальцитом с небольшой примесью кластического материала и как коллекторы интереса не представляют.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Основными коллекторами в разрезе нижнепермской продуктивной толщи являются мелкозернистые доломиты и хорошо отсортированные мелкозернистые песчаники. Известняки не относятся к основным нефтесодержащим породам, так как они распространены в меньшей степени; межзерновая пористость, обуславливающая высокие коллекторские свойства, присуща в основном доломитам, а не известнякам. Это согласуется с выводами Рассела (1958) о повышенных коллекторских свойствах доломитов по сравнению с известняками.

2. Среди описываемых пород развиты в основном две группы коллекторов: межгранулярные и порово-трещинные (по классификации Е. М. Смехова). По классификации Г. И. Теодоровича, основное значение имеют коллекторы III (31% от общего числа исследованных образцов) и II (22,4%) классов. Распространены также коллекторы I (5,2%), IV (11,6%), и V (7,6%) классов⁵. В зоне выклинивания продуктивных горизонтов развиты (22,2%) породы, практически не являющиеся коллекторами (проницаемость их близка к нулю). Однако последние чаще всего представлены карбонатными разновидностями, пористость которых иногда достигает 10—15 и даже 20%. При применении различных методов интенсификации добычи нефти (гидроразрыв, кислотная обработка) можно ожидать приток нефти и из этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Котяхов Ф. И. Основы физики нефтяного пласта. Гостехиздат, 1956.

Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. Гостехиздат, 1958.

Савченко В. И. Фации и условия формирования пород-коллекторов продуктивных отложений в пределах юго-западной части Лохвицкого тектонического блока Днепровско-Донецкой впадины (Гнединцевско-Чернухинская и Леляковско-Озерянская антиклинальные зоны). Автореф. канд. дис., Баку, 1964.

Экспедиция украинского
н.-и. геолого-разведочного института, Чернигов

Дата поступления
22.III.1965

⁵ Коллекторы I и II классов относятся в большинстве случаев к межгранулярным; среди остальных классов примерно в равной степени встречаются как межгранулярные, так и порово-трещинные коллекторы.

МЕТОДИКА

УДК 552.1 : 543.6

РАЗЪЕМНАЯ ЦЕНТРИФУЖНАЯ ПРОБИРКА

О. В. ШЕРБАК, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Применяемые для разделения тонкого материала в тяжелых жидкостях пробирки обычно не снабжены клапаном, позволяющим отделять различные фракции после центрифугирования. Описанные ранее конструкции подобного типа пробирок с рядом дополнительных приспособлений (Бондштет, 1939; Новиков, 1956 и др.) чрезвычайно громоздки и неудобны.

Нами предлагается разъемная центрифужная пробирка для разделения средних и больших навесок минералов. Данная конструкция предназначена непосредственно для использования на центрифуге ЦЛ-1-600/5 Фрунзенского завода «Физприбор» взамен разъемной пробирки, предложенной ранее О. В. Шербаком и включенной в комплектацию центрифуги упомянутого типа. Пробирка может быть использована для любых других аналогичных типов центрифуг.

Макеты предлагаемой разъемной центрифужной пробирки прошли предварительные испытания в ГИНе и ВИМСе. Испытания показали, что новые пробирки, отличаясь от предыдущих простотой и технологичностью конструкции, обеспечивают качественное разделение минеральных смесей и необходимые удобства в работе.

Предлагаемая пробирка (см. фиг.) состоит из собственно пробирки (1), вкладыша (2) с клапаном (3), закрепленным на трубке (4), проходящей в направляющей колодке (5). Клапан закрывается под действием ленточной или витой пружины (6), жесткость которой определяется необходимостью запирания клапана под нагрузкой, равной весу жидкости во внутренней полости вкладыша. Имеется в виду изготовление предлагаемой пробирки, в том числе вкладыша, направляющей колодки и верхней части клапана из капрона, а нижнего конуса клапана (7) и трубки (4) из нержавеющей стали.

Принцип действия разъемной центрифужной пробирки следующий:

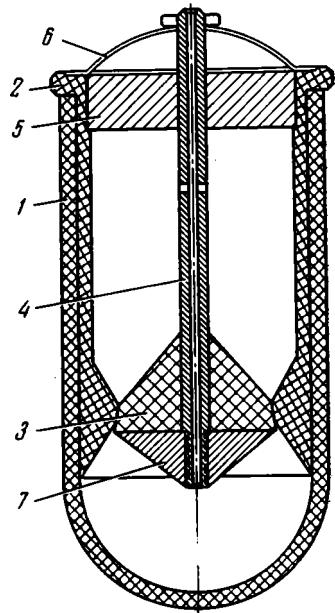
1. В пробирку наливают некоторое количество чистой жидкости необходимого удельного веса до уровня несколько выше клапана.

2. Вводят вкладыш, одновременно нажимая на направляющую трубку (4) и открывая клапан.

3. После полной посадки вкладыша клапан закрывают и во внутреннюю полость вкладыша (2) наливают предварительно подготовленную для разделения смесь минералов в тяжелой жидкости того же удельного веса.

4. Парно уравновешенные пробирки (две или четыре) вставляют, как обычно, в контейнеры центрифуги и производят разделение при необходимом режиме.

Во время вращения ротора пробирки вместе с контейнерами занимают горизонтальное положение. Под действием центробежных сил клапан пробирки открывается, и тяжелая фракция минералов попадает на дно пробирки, а легкая остается во внутренней полости вкладыша. При остановке центрифуги клапан закрывается, отделяя легкую



Центрифужная пробирка

1 — пробирка, 2 — вкладыш, 3 — клапан (верхняя часть), 4 — трубка, 5 — направляющая колодка, 6 — пружина, 7 — клапан (нижняя часть)

фракцию от тяжелой. Для окончательного разделения фракций достаточно вынуть вкладыш из пробирки. Дальнейшие операции проводятся как обычно. Для того чтобы под клапаном не создавался вакуум, клапан укрепляют на трубке, по которой в нижнюю часть пробирки (во время удаления вкладыша) свободно проходит воздух. В трубке на уровне направляющей колодки сделаны отверстия для сливания избытка жидкости в нижней части пробирки при введении вкладыша (на фигуре отверстий показаны ниже необходимого уровня на 10 мм). Рабочий уровень жидкости должен быть на несколько миллиметров ниже отверстий трубки.

ЛИТЕРАТУРА

Бондштед Э. М. Определение удельного веса минералов. Изд. АН СССР, 1951.
Новиков В. А. Фракционирование тонких классов рыхлых пород. В сб. «Кора выветривания», вып. 2, Изд. АН СССР, 1956.

Всесоюзный институт минерального сырья,
Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
4.IX.1965

УДК 552.0

10 ЛЕТ РАБОТЫ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР

На I Всесоюзном литологическом совещании, состоявшемся в Москве 17—24 ноября 1952 г., было вынесено решение об организации Комиссии по осадочным породам. Это вызывалось огромным размахом работ по изучению осадочных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых, их исключительной важностью как для дальнейшего развития советской геологической науки, так и для народного хозяйства СССР.

Оргбюро Комиссии, утвержденное ОГН АН СССР в составе Н. М. Страхова, Г. Ф. Крашенинникова, Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, В. С. Яблокова, начало работать в 1954 г. В марте 1955 г. Президиум АН СССР утвердил организацию Комиссии, но окончательное оформление Комиссии состоялось в январе 1956 г. (Постановление Президиума АН СССР № 9 от 6 января 1956 г.). В состав Комиссии вошло 19 человек из различных институтов и вузов Москвы и Ленинграда. Председателем Комиссии был утвержден Н. М. Страхов, зам. председателя — С. Т. Саркисян и Б. М. Гиммельфарб и ученым секретарем — И. В. Хворова. В 1957—1959 гг. руководство Комиссии осуществлял и. о. председателя С. Г. Саркисян и Б. М. Гиммельфарб. В последующие годы состав Комиссии постепенно увеличивался, пополнялся представителями научных учреждений из других городов СССР. В последнее время Комиссия работала в следующем составе, Бюро Комиссии: Н. С. Страхов — председатель, В. С. Яблоков — зам. председателя, И. В. Хворова — зам. председателя, Н. Б. Вассоевич, Д. Г. Сапожников, Л. М. Сибиркина — секретарь. Члены Комиссии: А. Г. Бабаев, П. Л. Безруков, Г. И. Бушинский, М. Ф. Викулсва, Б. М. Гиммельфарб, Е. А. Головин, В. А. Гроссгейм, Т. Н. Давыдова, Г. С. Дзощендзе, А. С. Запорожцева, Ю. П. Казанский, В. П. Казаринов, Г. А. Каледя, А. Г. Коссовская, Г. Ф. Крашенинников, А. П. Лисицын, Н. В. Логвиненко, С. В. Максимов, Б. М. Михайлов, А. И. Осипова, В. И. Попов, В. М. Попов, В. П. Петров, Л. В. Пустовалов, А. Б. Ронов, С. Г. Саркисян, А. Г. Сеидов, А. В. Сидоренко, А. Д. Султанов, П. Т. Тажибаева, В. Б. Татарский, С. В. Тихомиров, Л. Г. Ткачук, А. В. Хабаков, В. Н. Холодов, М. С. Швецов, Я. Я. Яржемский.

С 1966 г. Председателем Комиссии является академик АН СССР А. В. Сидоренко.

Таким образом, в Комиссии по осадочным породам состоят представители 27 учреждений Москвы, Ленинграда, Киева, Новосибирска, Тбилиси, Баку, Фрунзе, Ташкента, Алма-Аты. Комиссия имеет постоянную связь со всеми основными коллективами литологов в разных районах страны. Кроме того, членами Комиссии были скончавшиеся: В. П. Флоренский (6.IV 1956 г.), Л. Б. Рухин (8.IX 1959 г.), Ю. К. Горецкий (27.VI 1961 г.), П. П. Лиенпинш (3.VI 1964 г.), М. Ф. Филиппова (26.VIII 1964 г.), И. И. Гинзбург (15.VI 1965 г.), Л. М. Миропольский (VI 1965 г.), А. Г. Алиев (X 1965 г.), всегда принимавшие активное участие в ее работе.

В соответствии с утвержденным положением, основными задачами Комиссии являются: а) координация работ по изучению осадочных пород, ведущихся различными учреждениями СССР, б) организация обмена опытом работы по созданию единых методов изучения, классификации и терминологии осадочных пород; в) организация совещаний по состоянию и задачам изучения осадочных пород и полезных ископаемых и по общим вопросам литологии; г) подготовка к изданию трудов совещаний; д) организация составления многотомного сводного издания «Осадочные породы СССР»; е) создание картотеки по всем видам осадочных пород; ж) популяризация достижений советской литологии и внедрение ее достижений в практику поисково-разведочного дела.

На выполнение этих задач и изыскание различных путей их решения и были направлены усилия Комиссии за истекший период.

1. ОРГАНИЗАЦИЯ ВСЕСОЮЗНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СОВЕЩАНИЙ

Первое Всесоюзное совещание советских литологов в 1952 г. посвящалось обсуждению широкого круга вопросов о состоянии и задачах работ в области изучения осадочных пород и полезных ископаемых; последующие всесоюзные совещания обсуждали отдельные наиболее важные проблемы. Совещания проводились в разных городах СССР, что позволило шире привлечь к их работе сотрудников местных научных и геологоразведочных организаций и обсудить итоги их деятельности.

Второе совещание проводилось в г. Львове в июне 1955 г.; оно было посвящено вопросам минералогии осадочных образований¹.

Третье совещание состоялось в г. Баку в октябре 1956 г.; на нем обсуждались различные вопросы минералогии и петрографии осадочных пород и литологии нефтеносных отложений Азербайджана².

Четвертое совещание происходило в Ташкенте в мае 1959 г. Основной темой совещания были вопросы об осадочных формациях и фациальном анализе в связи с прогнозом полезных ископаемых. Большинство докладов, заслушанных на Совещании, опубликовано в виде статей в разных изданиях.

Пятое совещание проведено в г. Новосибирске в июне 1961 г.; оно было посвящено вопросам методики составления различных литолого-фациальных и палеогеографических карт, осадочным формациям и закономерностям размещения полезных ископаемых Западной Сибири. Совещание приняло рекомендации по номенклатуре и содержанию различных типов карт³.

Шестое совещание состоялось в г. Тбилиси в сентябре 1963 г. Темой совещания были как общие вопросы образования вулканогенно-осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, так и основные вопросы — результаты исследования Кавказа и Закавказья⁴.

Седьмое совещание происходило в ноябре 1965 г. в г. Москве. Тема совещания — геохимия осадочных пород и руд.

Труды совещания печатаются.

В каждом совещании принимало участие около 400—500 человек, работающих по соответствующим проблемам. Совещания обычно сопровождалась экскурсиями, во время которых при осмотре различных геологических разрезов происходил оживленный обмен мнениями и обсуждались различные вопросы. Информации о совещаниях опубликованы в геологических журналах.

2. ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОЧИХ СОВЕЩАНИЙ И СЕМИНАРОВ

Кроме Всесоюзных литологических совещаний, Комиссия сочла целесообразным организовывать в Москве рабочие совещания или семинары для обсуждения наиболее важных, специальных и методических вопросов. Всего было проведено 11 рабочих совещаний-семинаров.

1. Совещание по стадийности образования осадочных пород в октябре 1959 г.
2. Совещание по современным морским осадкам в мае 1960 г.⁵
3. Первое совещание по физическим методам исследования осадочных пород в декабре 1960 г.⁶
4. Совещание по коре выветривания в мае 1962 г.⁷
5. Совещание по литологии докембрийских метаморфических толщ в Петрозаводске в июле 1963 г.⁸
6. Второе совещание по физическим методам исследования минералов осадочных пород в ноябре 1963 г.⁹
7. Семинар по геохимии кремнезема в декабре 1963 г.¹⁰
8. Семинар по литолого-формационному методу в мае 1964 г.)¹¹.

¹ Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1956.

² «Вопросы литологии и минералогии осадочных пород». Изд-во АН АзербССР, 1962.

³ Тр. V Всес. литологического совещания, т. I, 1953; т. II, 1964. Изд-во «Наука».

⁴ Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. Изд-во «Наука», 1965.

⁵ Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.

⁶ Физические методы исследования осадочных пород и минералогия. Изд-во АН СССР, 1962.

⁷ Кора выветривания, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.

⁸ Труды Петрозаводского совещания. Изд-во «Недра», 1965.

⁹ Физические методы исследования минералов осадочных пород. Изд-во «Наука», 1966.

¹⁰ Геохимия кремнезема. Изд-во «Наука», 1965.

¹¹ Решение Комиссии и освещение основных вопросов опубликовано в журн. «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1964; № 5—№ 6, 1965 г.

9. Семинар по терригенной седиментации и геохимии железа и марганца в декабре 1964 г.

10. Семинар по эпигенетическому рудообразованию в мае 1965 г.¹²

III. Семинар по органическому веществу в осадочных породах в январе 1965 г. Труды подготавливаются к печати.

В каждом семинаре участвовали от 50 до 200 научных сотрудников из учреждений, ведущих исследования в данной области.

Были намечены совещания-семинары по методике механического анализа современных осадков и осадочных пород, корреляции осадочных толщ по петрографическим признакам и по геохимии Черного моря, но организовать их по различным причинам не удалось.

В 1966—1967 гг. предполагается провести семинар по номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород, два семинара по результатам глубокого бурения на Русской платформе (литология и палеогеография, геохимия и вторичные изменения), 2-й семинар по современным осадкам (морским и континентальным).

Обсуждение различных вопросов на всесоюзных совещаниях, семинарах и рабочих совещаниях является наиболее подходящей формой координации научно-исследовательских работ по различным вопросам. Участники совещаний-семинаров получают возможность обсуждать основные итоги исследований по данной проблеме и намечать дальнейшие исследования с учетом уже проведенных работ. Результаты каждого совещания-семинара обсуждаются на пленумах Комиссии.

Публикация трудов совещаний и семинаров (сборников тематических статей) позволяет доводить до сведения широких кругов литологов разных специальностей характеристику состояния работ по различным проблемам и задачи дальнейших исследований.

Комиссия по осадочным породам, помимо организации упомянутых выше совещаний, принимала участие в проведении совещаний, созываемых другими организациями. Совещание по генезису бокситов состоялось в 1955 г.¹³; в том же году было совещание по геологии агрономических руд¹⁴; во Львове в 1957 г. состоялось совещание по глинам; в 1959 г. проходило совещание по вулканогенным породам в Ереване; в 1960 г. — Всесоюзное совещание по глинам, организованное Комиссией по глинам при ОНЗ АН СССР совместно с Комиссией по осадочным породам. В апреле 1965 г. состоялся семинар по генезису бокситов¹⁵ и семинар по основным генетическим типам и геохимии марганца¹⁶, организованные Научным советом по рудообразованию. В мае 1965 г. в Ташкенте проходил Пленум Комиссии по глинам, в котором участвовал ряд членов нашей комиссии.

3. УЧАСТИЕ СОВЕТСКИХ ЛИТОЛОГОВ В МЕЖДУНАРОДНЫХ КОНГРЕССАХ

В 1955 г. советские ученые (И. И. Аммосов и А. А. Любер) впервые участвовали в работе сессии Международного комитета по петрологии углей. В июне 1958 г. в Швейцарии состоялся V Международный конгресс седиментологов. В нем впервые участвовала делегация СССР (Акрамходжаев, Л. П. Безруков, В. И. Данчев, А. Г. Коссовская, Б. Н. Митрейкин, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, С. Г. Саркисян, Г. И. Теодорович, И. В. Хворова, В. Д. Шутов).

На конгрессе было представлено 16 докладов советских литологов, одобренных Комиссией и опубликованных в трудах (М. В. Кленовой, Е. В. Рухиной, Н. В. Тагеевой, В. В. Вебера, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова, Г. Ф. Крашенинникова, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, С. Г. Саркисяна, М. С. Швецова, Н. М. Страхова, Г. И. Теодоровича, И. В. Хворовой, Н. Б. Вассоевича. В Бюро Международной ассоциации седиментологов от СССР был избран Л. В. Пустовалов.

В сентябре 1958 г. в Голландии состоялся IV Международный конгресс по геологии карбона и I Международный конгресс углепетрологов.

В работах этих конгрессов участвовала большая группа советских геологов и палеонтологов во главе с И. И. Горским (в т. ч. литологи и углепетрографы — И. И. Аммосов, Л. И. Боголюбова, Л. Н. Ботвинкина, И. Б. Волкова, О. Н. Дзенс-Литовская, Г. Ф. Крашенинников, Е. А. Слатвинская, П. П. Тимофеев, Л. П. Нефедьева, О. А. Радченко, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков), которые сделали ряд докладов. Были зачитаны также доклады И. Э. Вальц и А. А. Любер. Доклады опубликованы в трудах конгресса. С 1958 г. началась постоянная работа литологов-углепетрографов в комиссиях Международного комитета по углепетрологии (И. И. Аммосов, Л. И. Боголюбова, И. Э. Вальц, А. А. Любер, П. П. Тимофеев и В. С. Яблоков).

Комиссия участвовала в подготовке к XXI Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся осенью 1960 г. в Копенгагене. Среди большой советской делегации были и литологи (П. Л. Безруков, Г. Ф. Крашенинников, Л. В. Пустовалов,

¹² Информация о семинаре напечатана в № 2 журн. «Литология и полезные ископаемые» в 1966 г.

¹³ Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.

¹⁴ Вопросы геологии агрономических руд. Изд-во АН СССР, 1956.

¹⁵ Генезис бокситов. Изд. «Наука», 1966.

¹⁶ Труды Совещания находятся в печати.

Л. Н. Формозова, М. С. Швецов, В. С. Яблоков). На Конгрессе и заседаниях Международной ассоциации седиментологов был сделан ряд докладов (Т. И. Горшкова, П. Л. Безруков, В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев и Е. Н. Невеский, А. Б. Ронов и В. Е. Ханн, В. С. Яблоков, Л. Н. Ботвинкина и А. П. Феофилова, Г. Ф. Крашенинников), опубликованных в «Трудах» конгресса. К конгрессу в СССР был издан сборник «Вопросы седиментологии» (1960 г.), в котором напечатано 27 статей докладов.

В декабре 1960 г. в Париже состоялось Международное совещание по глинам, в котором участвовали В. П. Петров, М. А. Ратеев, Ф. В. Чухров.

В 1961 г. в Праге проходило Международное совещание по глинам, в котором участвовали В. П. Петров, С. Г. Саркисян, В. Д. Шутов, М. А. Ратеев, Т. Т. Клубова и др. В. П. Петрову и В. Д. Шутову за исследования глин были присуждены почетные медали Пражского университета.

В 1961—1962 гг. Комиссия проводила подготовку к VI Международному конгрессу седиментологов, бывшему в Бельгии и Голландии в 1963 г. На конгрессе были представлены (и опубликованы в его трудах) 8 докладов (М. Ф. Викуловой, Г. И. Теодоровича и др., Г. И. Бушинского, Н. В. Логвиненко и И. Н. Ремизова, Л. Н. Ботвинкиной и В. С. Яблокова, В. И. Попова и др., М. С. Швецова). Кроме того, в СССР был издан сборник по основной проблеме Конгресса «Дельтовые и мелководно-морские отложения», содержащий 40 статей докладов. К сожалению, советская делегация (Л. В. Пустовалов, А. И. Попов и В. С. Яблоков) по независящим от СССР обстоятельствам не могли поехать на конгресс.

В 1963 г. в Париже состоялся V Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона, в котором участвовали советские литологи и углепетрографы. В трудах Конгресса напечатано 5 докладов (И. И. Аммосова, И. И. Горского, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова, П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, Б. К. Чичуа и Б. И. Гуджеджани). Кроме того, в СССР был издан сборник докладов по стратиграфии и геологии карбона (1965 г.) (в том числе И. И. Горского, П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, О. Г. Румянцевой, Л. М. Биринной, Г. Ф. Крашенинникова, Е. И. Таракановой, О. Д. Русановой, М. В. Богдановой и И. Б. Волковой).

В 1963 г. в Стокгольме проходило Международное совещание по глинам, на котором с докладами выступали А. Г. Коссовская, Ф. В. Чухров и др.

В XXII Международном геологическом конгрессе в Индии в декабре 1964 г. участвовали советские литологи (В. И. Попов, В. М. Попов, Г. Ф. Крашенинников, Г. С. Дзюценидзе, И. В. Лучицкий, Л. И. Боровиков, И. С. Рожков и др.). Информация о Конгрессе была опубликована Г. Ф. Крашенинниковым в журнале («Литология и полезные ископаемые», № 3, 1965 г.).

В настоящее время Комиссия ведет работу по подготовке к VII Международному конгрессу седиментологов (основная тема «Теория и эксперимент в седиментологии»), который состоится в августе 1967 г. в Англии, и к VI Международному конгрессу по геологии карбона, намеченному в Англии в сентябре 1967 г. (в части, относящейся к литологии-углепетрографии). Будет вестись также подготовка к XXIII Международному геологическому конгрессу, который состоится в 1968 г. в Праге по разделам «Генезис и классификация осадочных пород» и «Образование углей и вопросы их накопления».

Кроме участия в Международных совещаниях, многие советские литологи неоднократно выезжали в зарубежные страны для ознакомления с различными работами, проведения исследований, чтения лекций, докладов и пр. Таким образом наши связи с зарубежными учеными непрерывно развиваются. Однако следует отметить, что постоянный контакт между Комиссией по осадочным породам и Международной Ассоциацией седиментологов еще не налажен и участие советских литологов в Международных совещаниях должно быть усилено.

4. ОРГАНИЗАЦИЯ КОЛЛЕКТИВНЫХ РАБОТ

1. В течение нескольких лет Комиссия работала над вопросами общей и частных классификаций осадочных пород. В 1956 г. была образована подкомиссия по выработке классификации и номенклатуры осадочных пород (С. Г. Саркисян — председатель, Г. И. Бушинский, П. Л. Безруков, Ю. К. Горещкий, Л. Б. Рухин, С. Г. Вишняков, И. П. Новохатский, М. С. Швецов и Я. Я. Яржемский).

Были обсуждены предложения ряда авторов по классификациям различных групп пород. В 1958 г. членами Комиссии и всем основным геологическим учреждениям был разослан сборник (объем 140 стр.) предлагаемых классификаций для обсуждения и замечаний. В сборнике были следующие статьи: Н. В. Логвиненко — «К классификации обломочных пород»; Г. И. Ершова — «О классификации и номенклатуре обломочных пород»; Л. М. Цехомского — «О классификации обломочных пород по гранулометрическому составу»; В. П. Петрова — «Основы классификации вулканогенно-осадочных пород»; Ю. К. Горещкого — «О классификации бокситов»; Л. Н. Формозовой — «Классификация осадочных железных руд»; И. П. Новохатского — «Классификация осадочных железных руд. Принципы построения классификации»; Г. И. Бушинского — «Классификация фосфоритов»; Г. И. Бушинского — «Классификация осадочных карбонатных пород»; Я. Я. Яржемского — «Классификация галогенных пород»; П. Л. Безрукова и А. П. Лисцына — «Классификация осадков современных морских водоемов».

Получены отзывы более 20 организаций и ряда отдельных лиц. В обсуждении классификаций участвовало более 300 человек, причем они везде проходили очень активно. Выяснилось, что по существу ни одна из предложенных классификаций не может быть признана удовлетворительной и они требуют серьезной, а иногда и принципиальной переработки. Обсудив все присланные замечания, Комиссия в конце 1959 г. решила (по докладу В. С. Яблокова) предварительно до переработки и уточнения частных классификаций подготовить для обсуждения основные положения классификации осадочных пород.

Новый сборник материалов, содержащий статьи: Г. Ф. Крашенинникова «К вопросу о систематике (таксономии) осадочных пород»; Л. В. Пустовалова «Об основных принципах классификаций осадочных пород»; Н. М. Страхова «Вещественный состав осадочных пород как основа их систематики»; И. В. Хворовой «Классификация осадочных пород по основным структурным признакам»; М. С. Швецова «О текстах осадочных пород»; П. П. Липиниша «Легенда осадочных пород», был разослан в марте 1960 г. всем членам Комиссии и обсуждался в ряде геологических учреждений.

Изучая материалы сборника, а также полученные замечания и новую схему классификации, предложенную Н. М. Страховым, Комиссия в мае 1960 г. пришла к выводу, что несмотря на имеющиеся недостатки, эти материалы могут быть приняты как основа для дальнейшей работы. Было решено, что авторы доработают свои предложения с учетом замечаний, после чего материалы можно напечатать для широкого пользования и обсуждения. Одновременно было признано целесообразным вновь приступить к составлению частных классификаций по отдельным группам пород и была намечена единая схема составления объяснительных записок для частных классификаций. Однако обсуждение этих вопросов в 1961 г. показало, что, с одной стороны, доработка отдельными авторами затягивается, а с другой — не выявились инициативные лица, которые взяли бы на себя труд составления частных классификаций.

Учитывая, что и ранее, и в последние годы были опубликованы предложения по классификации осадочных пород (М. С. Швецов, 1958; 1961; Г. И. Теодорович, 1958; Л. Б. Рухин, 1961; Н. М. Страхов, 1961—1963; Л. В. Пустовалов, 1962; В. Б. Татарский, 1959; П. Л. Безруков и А. П. Лисицын, 1960), Комиссия в 1962 г. сочла целесообразным отложить продолжение работ до получения откликов на опубликованные статьи и новых материалов. Таким образом, эта большая работа, проведенная Комиссией, не получила полного завершения. Следует отметить, что в зарубежной литературе вопросы классификации осадочных пород также не имеют единого решения. По частным классификациям, главным образом терригенных пород, опубликован ряд предложений, но все они имеют региональное значение.

Вопрос о создании основ общей классификации (может быть несколько вариантов по разным признакам) и частных классификаций (генетических и практических) является, несомненно, весьма сложным, что было ясно с самого начала. Однако это не снимает необходимости дальнейшего проведения таких работ. Очевидно, в ближайшее время следует вновь вернуться к этим вопросам, учитывая результаты многочисленных исследовательских работ как в СССР, так и в других странах. Следует учесть, что вопросы классификации осадочных пород будут обсуждаться на XXIII Международном геологическом конгрессе в 1968 г. в Праге.

2. В планы Комиссии входило создание коллективного труда «Осадочные породы СССР». Неоднократное обсуждение возможного содержания такого многотомного издания, освещающего как научные (генетические), так и практические стороны вопроса, привело к выводу, что затраченные громадные усилия, необходимые для всестороннего освещения различных типов осадочных пород, вряд ли удовлетворяют полностью разнообразные предъявляемые требования. В связи с этим работа не была организована.

3. Учитывая неоднократно высказываемые пожелания о переиздании «Атласа карбонатных пород», составленного и изданного В. П. Масловым в 1937 г., Комиссия совместно с ГИН АН СССР организовала под руководством В. П. Маслова составление нового «Атласа известковых и кремневых организмов». К составлению Атласа привлечено более 15 специалистов ГИН АН СССР, ПИН АН СССР, ВСЕГЕИ. Атлас в 1966 г. будет передан в Издательство «Наука». Он, несомненно, может быть широко использован при изучении осадочных пород и особенно керна скважин.

4. В 1961—1963 гг. Комиссия по предложению А. В. Хабакова разрабатывала программу сборника «Основные проблемы современной литологии»; были намечены 3 части сборника: ч. I — седиментогенез, диагенез, катагенез; ч. II — осадочные формации; ч. III — периодичность и эволюция осадконакопления.

В начале 1964 г. в связи с организацией нового журнала «Литология и полезные ископаемые» было решено, что многие из намеченных статей могут быть опубликованы в журнале, а в связи с этим вопрос о составлении сборника был снят.

5. ОРГАНИЗАЦИЯ ОТДЕЛЕНИЙ И СЕКЦИЙ КОМИССИИ

В связи с постепенно возрастающим количеством различных вопросов, подлежащих обсуждению, и в целях более широкого вовлечения в работу литологов, работающих по разным проблемам в разных районах, было признано целесообразным организовать секции Комиссии по проблемам и отделения по территориям.

1. В 1956 г. организована секция по глинам (В. П. Петров — председатель). Члены секции принимали участие в различных совещаниях по глинам, которые были организованы Комиссией по глинам при ИГЕМ АН СССР, руководимой Ф. В. Чухровым. В дальнейшем секции следует, не дублируя Комиссию по глинам, организовывать работы и семинары по изучению кристаллохимических особенностей глинистых минералов (полиморфизма, изоморфизма смешанно-слоистых структур) как индикаторов стадий осадочного породообразования.

2. В 1962 г. организована секция по «Атласам углей СССР» (на базе существовавшей ранее самостоятельной Комиссии по Атласам; председатель — В. С. Яблоков). В связи с окончанием работ по составлению Атласов углей (всего составлено 20 атласов по различным бассейнам и угольным районам, в том числе 3 опубликовано¹⁷). В связи с окончанием работ по Атласам углей секцию целесообразно реорганизовать в секцию по углепетрологии. Это позволит оживить и наладить обмен опытом между углепетрографами и геологами-угольщиками, которые за последние годы работают без необходимой связи.

3. В 1963 г. на основании рекомендации Совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ в Петрозаводске организована секция по изучению метаморфизованных осадочных толщ (председатель — А. В. Сидоренко).

4. В соответствии с решением VI Всесоюзного литологического совещания в 1963 г. в Тбилиси организована Секция по вулканогенно-осадочным породам (председатель — Г. С. Дзодендзе).

Организация отделений Комиссии на местах происходит по инициативе коллективов литологов, работающих в различных учреждениях и городах.

5. В 1960 г. организовано Азербайджанское отделение в Баку (председатель — А. Д. Султанов).

6. С 1963 г. активно работает Казахское отделение в Алма-Ате (председатель — П. Т. Тажибаева).

7. В 1965 г. приступило к работе Сибирское отделение в Новосибирске (председатель — В. П. Казаринов).

Основными задачами отделений являются: объединение литологов, работающих на местах, не только в научных институтах, но и геологоразведочных организациях, проведение региональных совещаний, постановка перед Комиссией различных вопросов, информация литологов о работе Комиссии, итогах разных совещаний и семинаров и пр.

При должной постановке и активной работе отделения могут многое сделать для повышения качества литологических исследований при геологосъемочных и разведочных работах.

6. ОРГАНИЗАЦИЯ ЖУРНАЛА ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ

Решение о необходимости организации журнала было принято еще на I-м Всесоюзном литологическом совещании в ноябре 1952 г.

Комиссия неоднократно принимала меры к созданию журнала. Журнал «Литология и полезные ископаемые» начал выходить со второй половины 1963 г. (6 раз в год). Он является органом Академии наук СССР и Министерства геологии СССР.

За 2,5 года в журнале напечатано 278 статей и кратких сообщений. Информация о работе журнала была опубликована в № 3 за 1965 г. и № 2 за 1966 г. и обсуждалась на пленумах Комиссии. Журнал уже получил довольно широкую известность как у нас, так и зарубежом, но тираж его еще небольшой (1350 экз.).

7. О ПОДГОТОВКЕ К 50-ЛЕТИЮ ВЕЛИКОЙ ОКТЯБРЬСКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

В 1968 г. намечено проведение очередного VIII Всесоюзного литологического совещания, посвященного основным проблемам советской литологии и задачам дальнейших работ.

Программа совещания подготавливается. Организовано составление библиографии литологических работ с 1917 по 1967 г., что должно дать полное представление о советской литологической литературе за последние 50 лет.

В 1967 г. в журнале «Литология и полезные ископаемые» намечено опубликовать ряд статей по отдельным проблемам и истории развития различных направлений науки об осадочных породах.

Намечаемые к проведению в 1967 г. семинары по глубоким скважинам на Русской платформе и по современным морским и континентальным осадкам также будут обсуждать результаты исследований, проведенных за советский период.

¹⁷ Атлас углей Тургайской угленосной провинции, 1960; Атлас углей Днепровского бассейна, 1960; Атлас углей Кавказа, 1961; Атлас углей Подмосковного бассейна, ч. I—II, 1961—1962; Атлас углей Южно-Уральского бассейна, 1964; Атлас углей нижнего карбона Донецкого бассейна, 1964; Атлас палеозойских углей Татарской АССР, 1964. Атлас углей Кузнецкого бассейна, 1966 (Атлас микроструктур углей среднего карбона Донецкого бассейна издан в 1955 г.).

8. Комиссия обсуждала, кроме того, еще много вопросов, связанных с текущей работой, планами и отчетами и издательские дела.

1. В 1956 г. Комиссия провела большую работу по рецензированию подготовленных к печати, под руководством Н. М. Страхова, двух томов книги «Методы изучения осадочных пород» (издана в 1957 г.). Комиссия рекомендовала к переизданию работы В. П. Батурина и В. Б. Татарского. Учитывая, что за последние годы опубликован ряд общих руководств по литологии (Д. В. Наливкин 1956; М. С. Швецов 1958; Г. И. Теодорович 1958, Н. М. Страхов 1960, 1963; В. И. Попов, С. Д. Макарова, Ю. Д. Станкевич, А. А. Филиппов 1963), было бы целесообразно. Комиссии рецензировать и предварительно обсуждать предполагаемые к публикации работы такого типа (для издательства «Наука», «Недра» и др.), что, несомненно, уничтожило бы дублирование материалов и повысило качество работ.

На заседаниях Комиссии утверждались общие планы изданий Комиссии и отдельные работы. Кроме уже упомянутых сборников — трудов совещаний и семинаров, Комиссия способствовала составлению и издала три монографии: М. М. Константинова «Пронхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка» (1963 г.); В. Г. Махлаева «Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы» (1964 г.), и А. П. Лисицына «Современное осадкообразование в Беринговом море» (1966 г.), а также сборник «К познанию диагенеза» (1959 г.).

2. На Всесоюзных литологических совещаниях неоднократно отмечалось неудовлетворительное состояние преподавания литологии в высших учебных заведениях. Комиссия подробно обсудив этот вопрос, направила руководству ряда геологических факультетов университетов и вузов, Министерству высшего и среднего образования СССР и Министерству геологии СССР специальную докладную записку о положении дел с рядом конкретных предложений. Ответы, полученные от некоторых вузов, подтверждают правильность постановки вопроса.

На геологическом факультете Московского государственного университета разрабатывается (Г. Ф. Крашенинников) типовая программа специализации по литологии и осадочным полезным ископаемым, что позволит организовать такую специализацию в первую очередь на основных геологических факультетах в разных городах страны.

3. По просьбе редакции журнала «Советская Геология», Комиссия подробно обсудила статью Л. В. Пустовалова «О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки» (Советская геология, № 8, 1964 г.). Материалы обсуждения направлены в редакцию журнала.

4. По предложению П. Н. Хомизури и Н. Б. Вассоевича Комиссия обсуждала проект правил написания сложных терминов в петрографии осадочных пород. Однако из-за многочисленных замечаний и возражений (отчасти связанных с отсутствием общепринятых классификаций и номенклатуры осадочных пород) проект не был принят Комиссией. Это не исключает необходимость дальнейшей работы. Следует отметить, что аналогичная работа проведена по правилам номенклатуры стратиграфических терминов (см. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура, изд. «Недра», 1965 г.) и заканчивается по петрографии изверженных пород.

5. Комиссия ежегодно дает заключение по сводному плану работ в области изучения осадочных пород и полезных ископаемых, составляемому в ОНЗ АН СССР. Однако планы эти составляются формально, не объединяют и не охватывают всех работ, проводимых учреждениями различных ведомств. Действительная координация исследований по отдельным проблемам изучения осадочных пород, как указывалось выше, может происходить только путем широкого обсуждения результатов и задач исследования на специальных научных совещаниях. Это и старается делать Комиссия, организуя Всесоюзные и частные совещания и семинары.

Подводя общие итоги работ Комиссии по осадочным породам за 10 лет, можно отметить, что Комиссия уже много сделала для организации обмена опытом, объединения литологов и определения путей дальнейшего развития советской науки об осадочных породах и полезных ископаемых.

Однако можно и следует расширять работу. От активности каждого члена Комиссии, от вовлечения в работу Комиссии (по разным разделам) большего количества литологов зависит скорейшее выявление очередных, новых вопросов, способствующих развитию науки на данном этапе, их разрешение и внедрение в практику геолого-съемочных и разведочных работ.

С этим связано улучшение качества первичной документации разрезов (обнажений) и керн скважин и камеральной обработки материалов, накапливающихся ежегодно в громадных объемах и являющихся основой для различных исследований и обобщений.

Комиссия обращается с просьбой ко всем литологам СССР присылать свои предложения о постановке вопросов и дальнейших работах Комиссии.

В. С. Яблоков
Зам. председателя Комиссии
по осадочным породам.

ОПЕЧАТКИ

В статье О. А. Щербакова с соавторами (№ 2 журнала, 1956 г.)

Напечатано:

Стр. 87 В. И. Пахомов

Стр. 92, 2-ая строка сверху

В таблице (вклейка после полосы 94) верхнему Визейскому подъярусу должна соответствовать первая горизонтальная графа, характеризующая литологию, фауну и фации также и Намюрского яруса

Стр. 98

Политехнический институт

Пермь

Следует читать:

Б. И. Пахомов

Политехнический институт, Госуниверситет, Камский филиал ВНИГНИ, Уральский филиал АН СССР, Уральский н.-и. нефтяной институт
Пермь, Свердловск, Уфа

К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

В магазинах «Академкнига» имеются в наличии комплекты и отдельные номера журналов издательства «Наука» за 1966 год и прошлые годы:

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1965 г.— № 5
1964 г.— №№ 1, 2, 3, 5, 6
1963 г.— № 4

ГЕОТЕКТНИКА

1966 г.— №№ 1 и 2
1965 г.— Комплект (№№ 1—6)
Примечание: № 5 имеет приложение — Геотектоническую карту.

ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

1965 г.— №№ 3, 4, 5, 6
1964 г.— №№ 1, 2, 3, 4, 6
1963 г.— №№ 2, 5, 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологическая

1965 г.— №№ 6, 7, 8, 11, 12
1964 г.— №№ 1, 4, 6, 8, 11
1963 г.— №№ 9, 10, 11

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1966 г.— № 1
1964 г.— №№ 1, 2, 3, 5
1963 г.— №№ 1, 2, 3

ОКЕАНОЛОГИЯ

1964 г.— №№ 1, 2
1963 г.— №№ 2, 3, 4, 5, 6

Желающие приобрести необходимые номера или комплекты вышеперечисленных журналов могут обратиться по следующим адресам:

Москва, ул. Горького, 8. Тел. Б9-21-84 — магазин № 1. Москва, ул. Вавилова, 55/5. Тел. В6-69-49 — магазин № 2.

Журналы могут быть высланы почтой наложенным платежом. Для этого свой заказ направьте по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, Центральная контора «Академкнига».

«АКАДЕМКНИГА»



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»