

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

# *Литология* и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1971

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

4

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД  
МОСКВА

№ 4, 1971 г.  
ИЮЛЬ — АВГУСТ

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Н. Холодов, Е. А. Головин, Г. А. Каледа. К. дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях	3
О. А. Дворецкая. Осадки Индийского океана южнее о. Цейлон	16
З. В. Пушкина. Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана южнее о. Цейлон	34
Г. Ю. Бугузова. К минералогии осадков Черного моря	46
В. В. Бурков, Е. К. Подпорина. Некоторые особенности геохимии редких элементов в корах выветривания	55
Ю. В. Шарков. О генетической классификации вторичных литохимических ореолов месторождений	65
И. П. Карташов. Автохтонные и аллохтонные аллювиальные россыпи	79
Л. Л. Кулямин, К. К. Хазанович. Обломочный кварц из кембро-ордовикской песчаной толщи Ленинградской области	88
Б. П. Градусов. О диоктаэдрических хлоритах	95
Е. М. Шмаринович. К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах	105
В. И. Гречин. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки	117

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. И. Кригер. О причине высокой плотности моренных отложений	124
Л. И. Боголюбова, Л. А. Соколова, <u>А. Л. Юревич</u> . О превращении монтмориллонита в каолинит при торфообразовании (экспериментальные исследования)	130
О. С. Алферов, Е. Н. Зубенко. Значение литогенетических типов осадочных пород для прогноза их физико-механических свойств	133
И. И. Бебешев. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда в юрских отложениях юго-запада Гиссарского хребта	137

## МЕТОДИКА

М. Б. Куцыкович. Рентген-дифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков. (К работе З. Н. Горбуновой)	141
---	-----

## ХРОНИКА

А. А. Лазаренко. Первый семинар по континентальному осадкообразованию	143
И. П. Тимофеев. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу	144
<u>А. Л. Юревич</u>	148
Библиография	149

# LITHOLOGY

## and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1971  
JULY — AUGUST

### CONTENTS

V. N. Kholodov, E. A. Golovin, G. A. Kaleda. To the discussion on so-called stratiform deposits . . . . .	3
O. A. Dvoretzkaia. Indian Ocean sediments south of Ceylon . . . . .	16
Z. V. Pushkina. Distribution of trace elements in Indian Ocean sediments south of Ceylon . . . . .	34
G. Yu. Butuzova. To the mineralogy of Black Sea sediments . . . . .	46
V. V. Burkov, E. K. Podporina. Some specific features in the geochemistry of minor elements in the crusts of weathering . . . . .	55
Yu. V. Sharkov. On a genetic classification of secondary lithochemical aureoles of deposits . . . . .	65
I. P. Kartashov. Autochthonous and allochthonous alluvial placers . . . . .	79
L. L. Kuliamin, K. K. Khazanovich. Clastic quartz from Cambrian — Ordovician sandy strata in Leningrad area . . . . .	88
B. P. Gradusov. On dioctahedral chlorites . . . . .	95
E. M. Shmariovich. To the problem of ore-controlling epigenetic zonality of uranium deposits in carbonate rocks . . . . .	105
V. I. Grechin. Miocene siliceous rocks of Western Kamchatka . . . . .	117

### SHORT NOTES

N. I. Kriger. On the reason of a great density in morainic deposits . . . . .	124
L. I. Bogoliubova, L. A. Sokolova, <u>A. L. Yurevich</u> . On the alteration of montmorillonite into kaolinite during the formation of peat (experiments) . . . . .	130
O. S. Alferov, E. N. Zubenko. The importance of lithogenetic types of sedimentary rocks for a prognosis of their physico-mechanical properties . . . . .	133
I. I. Bebeshev. Bladed hydromica in Jurassic deposits in the south-west of Gissarsk mountain range . . . . .	137

### METHODS OF RESEARCH

M. B. Kutzykovich. Roentgeno-diffractometric method of determining carbonates, quartz and other minerals in sediments. (To an article by Z. N. Gorbunova) . . . . .	141
---	-----

### CHRONICLE

A. A. Lazarenko. First seminar on continental sedimentation . . . . .	143
P. P. Timofeev. Meetings of International Commissions on coal-petrographic nomenclature and coal-petrographic analysis . . . . .	144
<u>A. L. Yurevich</u> . . . . .	148
Bibliography . . . . .	149

УДК 553.061.516 : 553.44

**К ДИСКУССИИ О ТАК НАЗЫВАЕМЫХ  
СТАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ \***

**В. Н. ХОЛОДОВ; Е. А. ГОЛОВИН, Г. А. КАЛЕДА**

В работе критически рассматриваются некоторые методические приемы «осадочного» и «гидротермального» направлений в изучении стратиформного рудообразования и намечается программа преодоления теоретического застоя.

«Материалистическое (диалектическое) применение дедукции... требует обязательной проверки всей... или, во всяком случае, главной массой имеющегося фактического материала и... при выполнении такой проверки требуется максимально объективное обращение с фактами» (Страхов, 1950, стр. 145)

Среди разнообразных месторождений редких, цветных и малых элементов уже давно обособилась довольно большая группа рудных скопленений, происхождение которых вызывает ожесточенные споры. Типичные представители таких месторождений «спорного происхождения» — руды Cu, Pb, Zn в карбонатных и терригенных красноцветных отложениях, которые одни исследователи относят к гидротермальному типу (А. Г. Бетехтин, В. И. Смирнов, Е. Л. Оле (Ohle), И. С. Браун (Brown), С. Г. Бере (Behre), Д. Кольбертальдо (Colbertaldo), Г. Шнейдерхен (Schneiderhöhn), Ф. И. Вольфсон, Е. Е. Захаров, В. А. Затолокина, В. В. Иванов, И. И. Князев, Н. А. Натальин, И. А. Кензин, З. Е. Бурыхина, В. Н. Кнауф и др.), а другие — к нормальным осадочным образованиям (М. М. Константинов, Н. М. Страхов, А. Маухер (Mausher), Ж. Ц. Амштутц (Amstutz), П. Рутье (Routier), В. М. Полов, Н. М. Колпаков, С. А. Юшко, Е. С. Зорин, Г. П. Богомазов, В. Г. Королев, Т. Д. Джумалиев, А. М. Лурье, У. А. Асаналиев, Е. Л. Абрамович и др.).

Следует, однако, подчеркнуть, что, четко разграничивая осадочную и гидротермальную группы гипотез образования стратиформных месторождений, мы допускаем некоторую неточность.

В самом деле, благодаря работам Н. М. Страхова (1953<sub>1</sub>, 1953<sub>2</sub>), Д. Г. Сапожникова (1955), авторов данной статьи (Головин, 1965; Холодов, 1963, 1970; Холодов и др., 1968) и ряда других исследователей стало очевидным, что некоторые рудные компоненты, внесенные в осадок процессами седиментации, могут позднее, на стадиях диагенеза или катагенеза, перераспределяться, концентрироваться и под действием иловых, трещинных или пластовых вод образовывать рудные скопления,

\* Статья написана к семинару «Стратиформные месторождения цветных металлов», организуемому Комиссией по осадочным породам ОГГГ АН СССР в г. Чите, в сентябре 1971 г.

нередко обладающие всеми признаками эпигенетических рудных залежей<sup>1</sup>

С другой стороны, наряду с классическими «ювенильными гидротермами», образующимися при кристаллизации магмы, понятие о которых ввел в науку Е. Зюсс, в последнее время многие исследователи стали выделять «вадозные гидротермы», непосредственно не связанные с интрузиями, но заимствующие рудные компоненты из лежащих ниже осадочных и осадочно-метаморфических толщ (Константинов, 1951; Германов, 1953; Судовиков, 1955; Шнейдерхён, 1957; и др.).

Таким образом, современная теория допускает существование рудных месторождений, по условиям залегания и ряду других признаков весьма сходных с гидротермальными, но в отличие от них не имеющих связи с магматизмом. Наличие такой промежуточной группы рудных скоплений сближает между собой осадочную и гидротермальную гипотезу рудогенеза и делает границу между ними неясной и расплывчатой.

Главная и объективно существующая сложность при изучении свинцово-цинковых и медных рудных скоплений заключается в том, что в них очень ярко проявляется конвергенция признаков, обусловленная способностью разных геологических процессов давать сходные вещественные результаты. На это обстоятельство применительно к сульфидным месторождениям в литературе уже обращалось внимание (Шнейдерхён, 1957; Каледа, 1960).

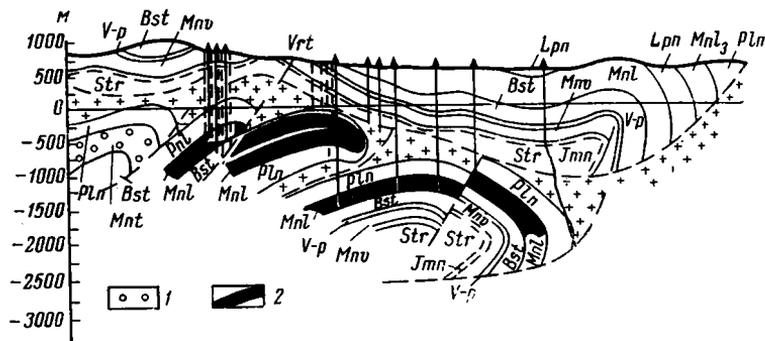
Действительно, характерными чертами скоплений сульфидов  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  в осадочных толщах являются: 1) «стратиформность» или пластообразная форма рудных залежей, обычно отчетливо тяготеющих к определенным, особенно благоприятным для оруденения пластам; 2) многопластовость или многоярусность рудных скоплений, которые нередко захватывают в разрезе довольно большой статиграфический интервал, но обычно распадаются на несколько рудных горизонтов, разделенных по вертикали практически безрудными породами; 3) приуроченность сульфидной минерализации к определенным частям осадочных ритмов, вследствие чего оруденение как бы вписывается в изменения рудовмещающих отложений по вертикали (Константинов, 1963; Попов, 1970<sub>2</sub>; Троянов, 1970).

На первый взгляд представляется, что такие особенности строения сульфидных месторождений могли быть созданы только осадочными процессами и их осадочное происхождение бесспорно. Однако это не так.

Известно, что процессы стадии катагенеза в осадочных толщах могут протекать при активном участии подземных вод, в полном соответствии с проницаемостью рудосодержащих горизонтов. Естественно, что интенсивность таких более поздних преобразований в значительной степени зависит от вариаций первичных свойств рудоносных отложений в разрезе, от их слоистости. Иначе говоря, более поздние катагенетические преобразования в осадочных толщах в ряде случаев также могут хорошо увязываться с первичными литологическими особенностями рудоносных отложений, а это обстоятельство делает спорным чисто осадочное происхождение руд, залегающих согласно с напластованием.

В этом отношении имеется аналогия в строении типичных «стратиформных» месторождений  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ , с одной стороны, и залежей нефти — с другой, уже упоминавшаяся в ряде предшествующих работ (Поспелов, 1967). Как известно из работ И. М. Губкина (1937), А. Леворсена (1958), И. О. Брода, Н. А. Еременко (1957), У. Л. Гассела (1958) и других геологов-нефтяников, залежи нефти очень часто контролируются в разрезе строго определенными пластами пород-коллекторов. Последние прослеживаются в некоторых нефтяных провинциях на много сотен ки-

<sup>1</sup> Здесь и далее термины «сингенетический» и «эпигенетический» употребляются в том смысле, который обычно придают им геологи-рудники.

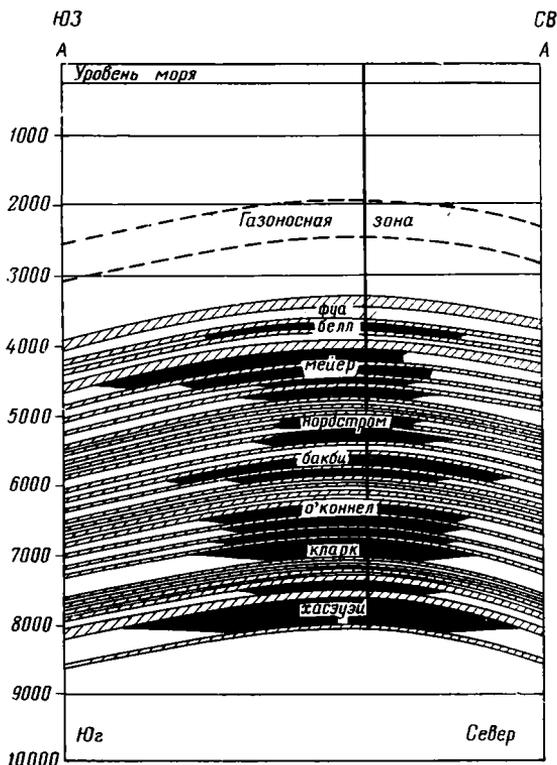


Фиг. 1

Фиг. 1. Поперечный геологический профиль Битковской структуры (по В. О. Краюшкину)

1 — газ; 2 — нефть; V-p — выгодско-пасечнянская свита; Bst — бориславский песчаник; Mnv — манявская свита; Str — стрыйская свита; Pln — плиоцен; Vrt — воротыщенская серия; Imn — иноцерамовые слои; Lpn — нижнемелитовая серия; Mnl<sub>2</sub> — среднеменелитовая серия; Mnl<sub>3</sub> — верхнемелитовая серия

Фиг. 2. Поперечный геологический разрез нефтяного месторождения Санта-Фе-Спригс (Рассел, 1958)



Фиг. 2

лометров, и их присутствие в том или ином участке обычно рассматривается как благоприятный поисковый признак на нефть.

Хороший пример такого нефтесодержащего резервуара — карбонатный горизонт «I<sub>1</sub>» (VII продуктивный пласт) алайского яруса палеогена Средней Азии, сложенный органогенными, органогенно-обломочными и оолитовыми карбонатными породами, заключенными в слабопроницаемые глинистые толщи. С ним связаны многочисленные залежи нефти и нефтепроявления в северной, юго-восточной и южной частях Ферганской долины.

Другой пример нефтеносной толщи — песчаники менелитового горизонта, широко распространенные в пределах Советского Предкарпатья. Последние на отдельных участках интенсивно деформированы и смяты в складки (фиг. 1), но, несмотря на это, содержат пластовые залежи нефти. Нельзя не подчеркнуть, что нефтяные скопления, изображенные на



можно, вертикальной миграцией нефтяных углеводородов по пластам и накоплением нефти на участке-ловушке (Губкин, 1937). Попутно следует отметить, что в некоторых нефтяных провинциях мира возникновение многоярусных нефтяных месторождений довольно определенно связывается с разломами. Так, в юго-восточной части Каракумской платформы при спокойном, ненарушенном залегании мезо-кайнозойского чехла широко распространены однопластовые скопления нефти, однако на участках, нарушенных разломами, появляются сложно построенные, многоярусные нефтяные месторождения.

Изложенный выше материал свидетельствует о том, что многоярусное строение некоторых месторождений  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ , как и их «стратиформность», не может рассматриваться как одно значное доказательство их осадочного происхождения.

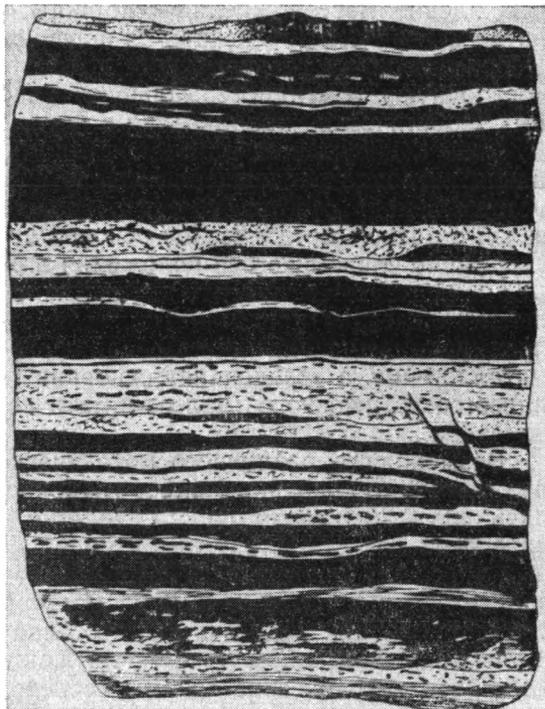
Особая проблема — вопрос о том, в какой степени связаны между собой седиментационная ритмичность осадочных толщ и распределение в разрезе пород-коллекторов, содержащих нефть.

Данные, приведенные в работах Е. М. Смехова и др. (1958) и особенно В. Н. Калачевой (1958), показали, что в карбонатных толщах проницаемость, обусловленная главным образом мелкой тектонической трещиноватостью, в очень большой степени зависит от первичных литологических свойств карбонатных отложений. На примере отложений Ст<sub>1</sub> Иркутской области В. Н. Калачева установила, что зоны повышенной трещиноватости располагаются обычно согласно с напластованием пород и захватывают определенные интервалы свит (фиг. 3). Естественно, что такая стратификация зон повышенной проницаемости должна определить соответствующее залегание в разрезе эпигенетических нефтяных битумов.

К сказанному можно добавить, что в ритмичнослоистых песчано-глинистых или карбонатных породах эпигенетические битумы распределяются обычно так, что они не пересекают, а лишь подчеркивают первичную слоистость (фиг. 4).

Результаты наблюдений, проведенных на месторождениях нефти и твердых битумов, позволяют думать, что и приуроченность рудных минералов  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  к определенным частям осадочных ритмов не вносит в проблему рудогенеза должной ясности; в связи с первичной ритмичностью могут быть как сингенетичные, так и эпигенетические образования.

В целом описанное выше сходство в важнейших закономерностях залегания медно-свинцово-цинковых руд и нефтяных углеводородов заставляет считать, что вследствие конвергенции признаков проблему про-



Фиг. 4. Импрегнированный битумами (черное) известняк  
Департамент Гард, Франция, 0,5 натуральной величины  
(Мильнер, 1968)

исхождения месторождений «спорного генезиса» на данном этапе развития нельзя решить, исходя из перечисленных геологических критериев. Неоднозначность геологических доказательств и породила современные «осадочную» и «гидротермальную» гипотезы рудогенеза — два различных теоретических направления в науке.

Если конвергенция признаков явилась той почвой, на которой возникли глубокие расхождения между сторонниками «осадочной» и «гидротермальной» гипотез, то эти расхождения значительно усугубились в связи с разной методической основой этих направлений. Действительно, специфика сложившегося положения в области изучения стратиформных руд заключается в том, что каждая из групп гипотез имеет свои арсеналы методических приемов. Так, «гидротермальная» гипотеза опирается преимущественно на данные минератрафии, структурной геологии и металлогении, а «осадочная» основана главным образом на результатах палеогеографического (палеоклиматического), фациального и структурно-фациального анализов.

Возможность различного методического подхода к одним и тем же рудным месторождениям имеет глубокие исторические корни. Она родилась еще в 20-х годах нашего столетия в связи с обособлением в СССР литологии как самостоятельной науки об осадочных породах и осадочных полезных ископаемых. В результате зарождения этой новой науки единое прежде учение о рудных месторождениях стало распадаться на два направления: учение о магматогенно-гидротермальных образованиях и учение об осадочном рудогенезе. Каждое из них усиленно разрабатывало свои методические приемы исследований, и это обстоятельство постепенно увеличивало взаимное непонимание и теоретический антагонизм.

В настоящее время трудности в области исследования так называемых стратиформных месторождений заключаются, на наш взгляд, не в существовании двух взаимоисключающих генетических концепций. Наоборот, борьбу мнений по такому важному вопросу, как происхождение медно-свинцово-цинковых руд в осадочных породах, следует всемерно приветствовать, так как именно в спорах рождается истина.

Ненормальность сложившейся в последнее время обстановки заключается в том, что в работах сторонников обоих направлений отчетливо проявилась тенденция представить дело так, будто уже найдено однозначное решение проблемы, что их собственная гипотеза полностью доказана, а противостоящая ей — несостоятельна. Определенно обозначился кризис, проявляющийся в нежелании серьезно и всесторонне обсуждать результаты исследований, полученных разными методами, в подмене поисков решения пропагандой определенных взглядов.

Так, лидер «осадочного» направления в теории стратиформного рудогенеза В. М. Попов в одной из своих недавних работ писал: «Бурное развитие литологии... в тесном сочетании с геохимическими исследованиями дало много новых неоспоримых фактов, свидетельствующих о первично-осадочной исходной природе большинства рассматриваемых (т. е. стратифицированных) месторождений» (Попов, 1970<sub>2</sub>, стр. 49. Разрядка и текст в скобках наши.— В. Х., Е. Г., Г. К.). При этом автор имел в виду все стратиформные месторождения Cu, Pb, Zn, Hg и других цветных металлов!

Не менее определенно в этом отношении высказывается один из ведущих представителей гидротермального направления, Ф. И. Вольфсон. Подчеркнув тесную связь свинцово-цинкового оруденения с разломами, наличие околорудных изменений вмещающих пород, тождественность минеральных парагенезов в осадочных толщах и некоторых магматических образованиях и другие особенности «стратиформных» месторождений, он пишет: «Авторы данной работы пришли к выводу, что все перечисленные факты достаточно хорошо обосновывают представление о

гидротермальном происхождении рассматриваемых месторождений» (Вольфсон, Архангельская, 1970, стр. 166).

Крайние генетические позиции, занимаемые некоторыми лидерами рудной геологии, в сочетании с методической самостоятельностью каждого из направлений привели к теоретическому и организационному разъединению. Одни и те же месторождения Cu, Pb, Zn стали чаще рассматриваться в работах литологов (В. М. Попов, Ю. В. Богданов, М. Ф. Наркелюн, У. Д. Асаналиев и др.) как бесспорно осадочные, а в работах рудников-гидротермальщиков (Ф. И. Вольфсон, Е. Е. Захаров, И. И. Князев и др.) как бесспорно гидротермальные, причем доводы представителей противоположной точки зрения либо упоминались мимоходом, либо полностью игнорировались.

Одностороннему подходу к проблеме, как это ни странно, во многом способствовало увеличение количества научных журналов в нашей стране и связанная с этим их более узкая специализация. Действительно, так как материалы по геологии и генезису «стратиформных» месторождений в СССР стало возможным публиковать в «Рудных месторождениях», «Советской геологии», «Известиях АН СССР», «Литологии и полезных ископаемых», многочисленных республиканских научных журналах и издательствах, а также принимая во внимание то предпочтение, которое эти печатные органы оказывали либо трудам «осадочников», либо трудам «гидротермальщиков», становится понятным, что вероятность объективного и всестороннего обсуждения этих материалов с каждым годом все уменьшалась, хотя неуклонно возрастала видимость теоретического благополучия внутри каждого отдельно взятого направления.

Таким образом, обострение разногласий не способствовало отысканию истины, а, наоборот, воздвигало искусственные барьеры между представителями «осадочного» и «гидротермального» направлений. Сложившаяся ситуация отрицательно сказывается также и на деятельности геологов-практиков.

Для того чтобы вернуть исследование стратиформных месторождений в правильное русло, необходимо, как нам кажется, главное внимание на данном этапе развития науки уделить не пропаганде тех или иных научных взглядов, а организации детальной и всесторонней эмпирической работы по сбору и осмысливанию фактического материала. При этом одни и те же месторождения Cu, Pb, Zn должны изучаться разными методами, как принятыми в учении о литогенезе (палеогеографический, литолого-фациальный, геохимический, структурно-фациальный анализы), так и разработанными в теории магматогенно-гидротермального рудогенеза (минерография, структурный и металлогенический анализы).

При таком комплексном, всестороннем подходе представительность каждого аргумента часто зависит от возможностей применяемого метода. Поэтому очень важным моментом в обобщении полученных данных следует считать точное знание пределов применимости разных методических приемов.

К сожалению, именно методическая сторона многих исследований, выполненных на стратиформных месторождениях Cu, Pb, Zn, при ближайшем рассмотрении часто оказывается недостаточно продуманной, а выводы бывают не всегда корректными.

Так, в работах сторонников «гидротермального» направления большое внимание уделяется первичной документации фактического материала. В статьях Р. Д. Дженчураевой (1965<sub>1</sub>, 1965<sub>2</sub>, 1968), посвященных описанию рудоносности Сумсарного свинцово-цинкового месторождения, приводятся многочисленные зарисовки забоев горных выработок, фотографии аншлифов и шлифов, выкопировки из структурных карт и планов, показывающие очень сложные взаимоотношения, существующие между оруденением и вмещающими его доломитами. В целом приведен-

ные данные не оставляют сомнения в том, что значительная часть свинцово-цинкового оруденения в пределах изученного месторождения возникла на стадии катагенеза, в уже сформированных карбонатных породах.

Однако этот вполне корректный вывод, в сущности, допускает довольно широкое понимание процессов рудогенеза. Действительно, согласно современным представлениям об осадочном породообразовании, свинцово-цинковое оруденение Сумсара могло возникнуть и за счет убогих скоплений Pb и Zn, первоначально рассеянных в живетских доломитах, и вследствие привноса рудного вещества по разломам из метаморфизующихся пород нижнего структурного этажа, и в результате деятельности гидротермальных растворов, связанных с глубокозалегающими магматическими очагами.

Задача имеет несколько решений, и для того чтобы найти одно из них, необходимо продолжить исследование в другом масштабе и другими методами. Однако Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская (1970) считают возможным на том же материале сделать и другой, на наш взгляд совершенно некорректный вывод: свинцово-цинковое месторождение Сумсар имеет гидротермальное происхождение. Таким образом, исследование месторождения искусственно сокращается, а сложное и многообразное природное явление вгоняется в прокрустово ложе определенной генетической концепции.

Следует отметить, что упрощение процессов и игнорирование новейших достижений теории литогенеза, вообще говоря, свойственно работам сторонников гидротермального происхождения стратиформных руд (Князев, 1959; Кензин, 1958; и др.). Так, широко известны случаи, когда диагенетические окварцевания и доломитизация рассматривались в качестве однозначных доказательств гидротермального происхождения свинцово-цинковых руд.

Представляется, однако, что подробный разбор методических недостатков в исследованиях этого направления должны сделать геологи эндогенного профиля. Нас как литологов более волнуют методические просчеты в исследованиях сторонников осадочной гипотезы.

Наиболее существенными в их трудах представляются те дефекты, которые вскрываются при анализе материалов литолого-фациального картирования.

Как известно, литолого-фациальный анализ — весьма важный инструмент в гамме комплексных исследований. Именно с его помощью можно получить материалы, характеризующие фациальную изменчивость рудовмещающих отложений, и определить, сопоставляя ли эти изменения первичных признаков породы количественным и качественным изменениями их рудоносности. Иначе говоря, литолого-фациальные исследования позволяют ответить на вопрос: существует ли связь между размещением рудных концентраций и условиями накопления осадков на дне палеоводоема?

При общей оценке работ, посвященных литолого-фациальному картированию на месторождениях спорного генезиса, обращает на себя внимание отсутствие детальных построений, выполненных в масштабе отдельных рудных тел, зарисовок забоев, результатов послонных опробований и других конкретных геологических данных.

Между тем без подобных сведений нет возможности объективно судить о соответствии в пространственных изменениях пород и руд, т. е. для оценки сингенетичности оруденения. Отсутствие детальных материалов сильно снижает достоверность выводов сторонников осадочного происхождения стратиформных руд. Не хватает конкретности иногда и в построениях более мелкого масштаба. Особенно часто при проведении литолого-фациального анализа исследователи забывают о характеристике изменений рудосодержащих отложений.

Пример подобного упущения — работа И. П. Дружинина (1970), где автор детально рассматривает внутреннее строение сульфидного месторождения Джезказган и намечает присущую ему зональность. В качестве главной задачи исследования И. П. Дружинин подчеркивает необходимость решить, «являются ли общими закономерности формирования рудовмещающих пород и зонального размещения сульфидов в залежах или эти процессы как-то разобщены во времени?» (стр. 116).

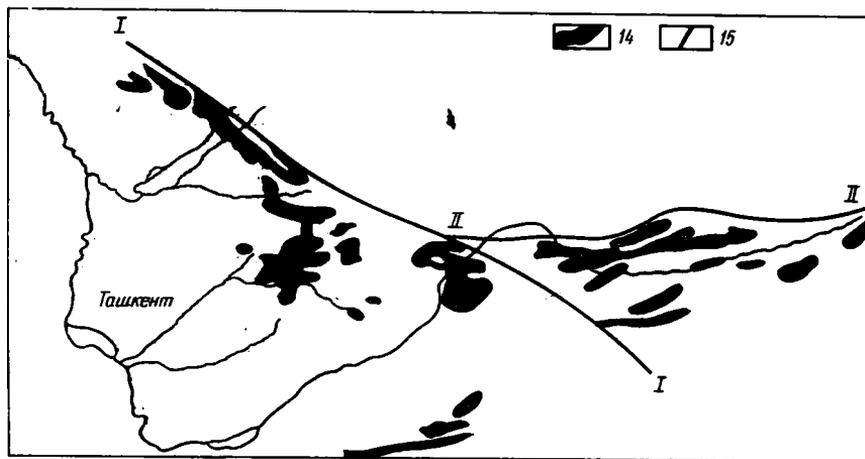
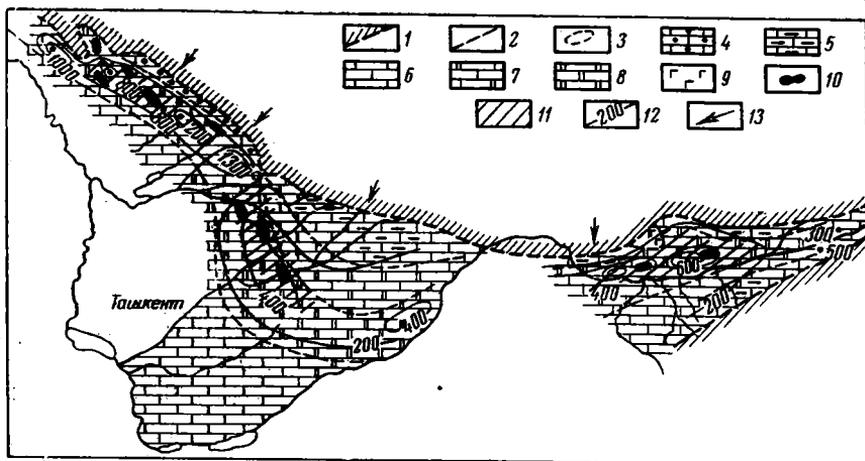
Казалось бы, такая постановка задачи определяет и методы ее решения: необходимо выявить первичные признаки породы, изменения которых в латеральном направлении сопровождаются изменением состава сульфидов. Однако почему-то автор идет другим путем. Сама зональность сульфидного оруденения показана им в виде немасштабной схемы, вне связи с литологическим составом пород, а фациальные изменения рудовмещающей толщи отражены, по существу, лишь картой мощностей.

Зональность сульфидного оруденения объясняется И. П. Дружининым наличием «обратного берега», выраженного фацией кос и пересыпей. Хотя существование «обратного берега», по-видимому, обосновано автором, метод решения основной задачи оставляет ощущение условности и приблизительности, а само решение воспринимается как вспомогательная гипотеза. Ведь не палеогеографические элементы сами по себе определили зональность сульфидного оруденения; они должны были влиять на изменение условий осадконакопления в палеоводоеме и, следовательно, найти свое отражение в конкретных фациальных признаках породы. Однако, именно анализ этих конкретных латеральных изменений рудоносных пород в рассматриваемой работе отсутствует.

Некоторые региональные литолого-фациальные исследования страдают излишней иллюстративностью; приведенная в них геологическая документация не обосновывает определенную точку зрения, а только поясняет ее (фиг. 5). В качестве примера можно привести палеогеографическую карту Тянь-Шаня, построенную для отложений нижнего турне и опубликованную в статье У. Асаналиева, В. М. Попова, Г. И. Давыдова (1970). Рассматривая эту карту, мы обращаем внимание на то обстоятельство, что нельзя оценить степень ее достоверности; на ней не обозначены точки наблюдения, которые послужили основой для проведения линий равных мощностей и границ между фациями. Таких точек наблюдения могло быть несколько десятков, а могло быть несколько сотен или даже тысяч, так как длина изображенного района превышает 700 км. Некоторые представления об использованном фактическом материале дает схема распространения отложений карбона в Среднем Тянь-Шане, составленная нами по Геологической карте СССР масштаба 1 : 7 500 000. Сравнение этих схем позволяет хотя бы приблизительно оценить достоверность фациальной карты У. Асаналиева. Очевидно, что она очень низка.

Далее оказывается, что распространенность оруденения в палеобассейне нижнего турне показана автором немасштабными условными обозначениями. Рудные зоны различных рудопроявлений и месторождений Среднего Тянь-Шаня, по У. Асаналиеву, простираются в длину почти на 200 км, а каждое рудопроявление занимает на схеме площадь 200—250 км<sup>2</sup>. Между тем действительное распространение оруденения в Миргалым-сае, самом крупном объекте этого региона, едва достигает 15—20 км<sup>2</sup>. При строгом соответствии масштаба карты с размерами рудопроявлений последние должны были бы обозначаться жирными точками.

В ходе анализа результатов картирования У. Асаналиев большое значение придает седиментационным впадинам и ловушкам с характерным сероводородным заражением. Однако на карте, как и в разобранном нами случае (Дружинин, 1970), эти ловушки не выражаются в фа-



Фиг. 5. Фациально-палеогеографическая карта Среднего Тянь-Шаня в нижнетурнейское время (вверху) по У. Асаналиеву и др. (1970) и распространение отложений карбона на изученной территории (внизу) по В. Н. Холодову, Е. А. Головину, Г. А. Каледе

1 — суша; 2 — границы фациальных поясов и зон; 3 — отмели; волноприбойный фациальный пояс; 4 — песчано-известковые осадки; 5 — глинисто-известковые осадки; 6 — центрально-отстойный пояс; мелководно-застойный пояс; 7 — известково-доломитовые осадки; 8 — доломитовые осадки; 9 — мелкозаливный пояс; гипсы; 10 — свинцово-цинковое оруденение; 11 — зоны накопления карбонатных осадков с повышенными концентрациями Pb, Zn; 12 — изолинии мощностей; 13 — направление сноса обломочного материала; 14 — распространение отложений карбона; 15 — глубинные разломы (I — Ферганский; II — линия Николаева)

циальных изменениях пород, и только по данным изопахит можно заметить некоторое углубление палеоводоема на отдельных участках.

Наконец, еще одно и, пожалуй, главное. Не вызывает сомнения, что такой важный элемент фациальной схемы, как положение береговой линии бассейна в турнейское время, не прослеживался У. Асаналиевым непосредственно, что, кстати, в этом районе сделать невозможно, а интерполировался на основе общегеологических соображений. По существу, за северную границу распространения морского водоема была взята Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня — система глубинных разломов, разделявших еще в каледонское время различные структурно-фациальные зоны этого региона. По схеме получается, что цепочка нижнетурнейских стратиформных месторождений вытягивается вдоль той серии тектонических швов, которая определила и положение береговой линии. Что же контролирует пространственное положение свинцово-цинковых руд: приразломная зона или древняя береговая линия?

На основании приведенных в статье материалов, отражающих результаты литолого-фациального картирования, ответить на этот вопрос невозможно. Между тем сам У. Асаналиев делает из своих построений весьма определенный вывод, считая, что первично-осадочная природа свинцово-цинкового оруденения пластового типа, распространенного в Среднем Тянь-Шане, доказана.

В заключение нельзя не упомянуть о литолого-фациальных и палеогеографических построениях планетарного масштаба, позволяющих оценить самые общие закономерности пространственного размещения стратиформных месторождений рудной триады.

Наиболее крупное обобщение в этой области бесспорно принадлежит Н. М. Страху (1962), который установил тесную пространственную связь стратифицированных руд с аридными климатическими зонами разных эпох. Фактическое обоснование этого вывода — 7 палеоклиматических карт мира, на которых показана локализация наиболее крупных рудных районов в связи с областями разных типов литогенеза. Не вызывает сомнения, что эта работа требует своего дальнейшего развития и детализации. В частности, было бы интересно уточнить границы различных литолого-климатических зон для разных стратиграфических интервалов, учесть современную типизацию стратиформных месторождений, а для отдельных рудных провинций построить более детальные палеоклиматические и металлогенические карты. Особое внимание должны привлечь те описанные в литературе случаи, когда стратиформная свинцово-цинковая минерализация оказывается связанной с отложениями гумидного типа, залегающая среди углистых отложений и сферосидеритов (Шмулевич, 1962; и др.).

Итак, анализ литолого-фациальных построений разного масштаба убеждает в том, что их применение для выяснения генезиса стратиформных руд не всегда осуществляется правомерно и достаточно тщательно; на эту сторону проблемы следует обратить особое внимание литологов и рудников, представляющих в науке «осадочное» направление.

В этой же связи нельзя не упомянуть о неприемлемости некоторых способов использования литературных данных отдельными участниками дискуссии. Так, В. М. Попов (1970), излагая данные И. Я. Некрасова по проявлениям Hg северо-восточной Якутии, подробно разбирает все элементы стратиграфического и литологического контроля, но не упоминает о том, что все эти тела «располагаются в Тирехтяхской (Нальганской) надвиговой зоне, в 0,5—1,5 км от линии главного нарушения» (Некрасов, 1964, стр. 97).

Расомапривая результаты детального структурного анализа, выполненного Г. М. Вировляньским (1964) для арсенопиритового месторождения Брич-Мулла, В. М. Попов (1970), не проводя их анализа и не описав каких-либо собственных наблюдений, считает возможным писать: «Выделение Г. М. Вировляньским для Брич-Муллинского рудного поля предрудных и внутрирудных деформаций не имеет никаких оснований, поскольку по отношению к пластовым рудным телам с сингенетичным оруденением таких деформаций и не могло быть» (стр. 105). Едва ли такое использование чужих работ можно назвать объективным!

---

Подводя итоги, следует напомнить, что результаты анализа состояния проблемы стратиформных месторождений Cu, Pb, Zn в осадочных породах можно суммировать следующим образом.

1. Право на существование имеют пока как «осадочная», так и «гидротермальная» гипотезы образования стратиформных руд.

2. Теория «стратиформного» рудогенеза еще не создана. Ее разработка и обоснование — дело будущего.

3. Главная задача заключается сейчас не в пропаганде определенных научных взглядов, а в том, чтобы организовать наиболее дегадную и всестороннюю эмпирическую работу по сбору новых фактов и их осмыслению с позиций обеих гипотез. От исследователей нужно требовать, чтобы они сначала детально и по возможности объективно описали всю совокупность известных им фактов, а затем уже излагали их теоретическую интерпретацию. В таком сложном вопросе, как генезис месторождений, дальнейшее накопление достоверных первичных материалов, касающихся разных сторон рудного процесса, особенно важно.

4. Основой при создании будущей теории образования пластовых месторождений должны служить методы, принятые в учении о литогенезе (палеогеографический, литолого-фациальный, структурно-фациальный и геохимический анализы) и методы, используемые в учении о магматогенно-гидротермальном рудообразовании (минераграфия, структурный и металлогенический анализы). Особое значение приобретает палеоклиматический анализ закономерностей размещения рудных месторождений; можно надеяться, что его дальнейшая разработка осветит многие стороны стратиформного рудогенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Асаналиев У., Попов В. М., Давыдов Г. И. Литология, фации и оруденение (свинец, цинк, медь и ртуть) девонских и каменноугольных отложений Среднего Тянь-Шаня.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука», 1970.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М., Гостехиздат, 1957.
- Вировлянский Г. М. Закономерности формирования структуры рудных полей некоторых типов гидротермальных месторождений.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964.
- Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.— В сб.: Рудные месторождения. М., Изд-во ВИНТИ, 1970.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 6.
- Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Губкин И. М. Учение о нефти. М., ОНТИ, 1937.
- Дженчураева Р. Д. Роль разрывных нарушений в локализации оруденения на Сумсарском свинцово-цинковом месторождении.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 1.
- Дженчураева Р. Д. Некоторые текстурно-структурные особенности руд Сумсарского полиметаллического месторождения.— Геология рудных месторождений, 1965, 7, № 1.
- Дженчураева Р. Д. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в рудах месторождения Сумсар.— Зап. Кирг. отд. Всес. минералог. о-ва. Фрунзе, «ИЛИМ», 1968, вып. 7.
- Дружинин И. П. Роль тектонических движений при формировании стратифицированного сульфидного оруденения Джезжангана.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Еременко Н. А. Геология нефти и газа. М., Гостехиздат, 1961.
- Калачева В. Н. Некоторые данные о трещиноватых породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра и их коллекторских свойствах.— В сб.: Трещиноватые породы и их коллекторские свойства.— Тр. ВНИГРИ. Л., ГОНТИ, 1958.
- Каледа Г. А. К вопросу о литологическом контроле гидротермального ртутного оруденения.— Изв. высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка, 1960, № 11.
- Кензин И. А. Изменения карбонатных пород месторождения Чаар-Кудук.— Зап. Узб. отд. Всес. минералог. о-ва, 1958, вып. XII.
- Князев И. И. Некоторые особенности геологии свинцово-цинковых месторождений Кара-Тау в Южном Казахстане в связи с вопросами их генезиса.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, Л., № 13.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка.— Разведка недр, 1951, № 5.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Леворсен А. Геология нефти. М., Гостехиздат, 1958.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород, т. II. Руководство по петрографии осадочных пород. М., «Недра», 1968.

- Некрасов И. Я. Ртутное оруденение на северо-востоке Якутии.— Советская геология, 1964, № 1.
- Полов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Полов В. М. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Полов В. М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений.— Геология и геофизика, 1967, № 11.
- Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. Л., ГОНТИ, 1958.
- Саложников Д. Г. О стадиях осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 2.
- Смехов Е. М., Гмид Л. П., Ромашева М. Г., Ромм Е. С. Вопросы литологии изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами.— В сб.: Трещиноватые породы и их коллекторские свойства.— Тр. ВНИГРИ. Л., ГОНТИ, 1958, вып. 121.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. О принципах классификации гипергенных рудных месторождений.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Троянов М. Д. Геологические особенности условий локализации свинцово-цинкового оруденения в Западном Узбекистане (на примере Уч-Кулачского месторождения).— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— Тр. ИМГРЭ. М., 1963, вып. 17.
- Холодов В. Н. Типы концентраций редких элементов в осадочных породах и некоторые общие вопросы теории рудообразования.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Холодов В. Н., Баранов Ю. Е., Бойко Т. Ф., Бурков В. В., Потемкин К. В. Генетические типы осадочных месторождений редких элементов и климатическая зональность.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Шмулевич А. Д. Размещение свинцово-цинкового оруденения в мезозойских отложениях Южного Узбекистана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шнейдерхён Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Геологический институт  
АН СССР  
ВИМС, ВНИГНИ,  
Москва

Дата поступления  
11.V.1971

**ОСАДКИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**  
**ЮЖНЕЕ о. ЦЕЙЛОН**

*О. А. ДВОРЕЦКАЯ*

Изучались отложения четырех колонок Индийского океана, представляющих собой нормальный ряд осадков, постепенно переходящих от прибрежных к океаническим. Осадконакопление терригенного типа. Набор глинистых минералов общий для отложений всех четырех колонок и зависит от процессов глинообразования на суше. Карбонатакопление биогенное и связано только с жизнедеятельностью планктонных фораминифер. Осадки молодые, почти не затронуты деятельностью процессов постседиментационного преобразования. Выделяются два резко противоположных процесса преобразования осадка: редукция Fe, приуроченная к прибрежным осадкам, и образование микроконкреций Mn, относящаяся к наиболее глубоководным отложениям изучаемого профиля.

Изучение донных осадков Индийского океана ведется с конца XIX в. К середине 30-х годов XX в. накопилось уже такое количество данных, которое позволило Г. Шотту (Schott, 1935, 1939) составить первую карту донных осадков Индийского океана и рассчитать средние скорости накопления осадков в центральной части Индийского океана.

В настоящее время исследования донных осадков в Индийском океане ведутся в разных направлениях. Так, А. П. Лисицын (1961) дал анализ современного осадкообразования в южной и центральной частях океана. П. Л. Безруков (1964) опубликовал схематическую карту донных осадков северной и центральной частей океана. З. Н. Горбунова (1960, 1966) дала схему распределения глинистых минералов в поверхностном слое и разных горизонтах осадков. В работах этих исследователей речь идет не только о поверхностном слое осадков, но и о вертикальном их распределении.

Оставался неясным характер смены прибрежных осадков на пелагические. Настоящая работа, выполненная по программе Н. М. Страхова, ставит задачей заполнение в некоторой мере этого пробела.

Материал собран в 36-м рейсе исследовательского судна «Витязь» в 1964 г. (фиг. 1, табл. 1) сотрудниками Института океанологии АН СССР и предоставлен нам для обработки. Образцы парафинировались с целью

Таблица 1

**Местоположение станций и длина отобранных колонок**

№ станции	Координаты		Расстояние от о. Цейлон, км	Глубина, м	Длина колонки, см
	широта	восточная долгота			
5309	5°21' с. ш.	79°57'	~200	4144	280
5310	2°43' с. ш.	80°09'	~450	4382	684
5312	0°09' ю. ш.	81°27'	~770	4544	680
5315	8°22' ю. ш.	80°32'	~1700	5162	345

сохранения их естественной влажности. Однако к 1968 г., когда началось изучение образцов, они уже высохли. Пришлось отказаться от гранулометрического анализа водным путем и определять петрографический тип осадков в шлифах под микроскопом. Для минералогического изучения фракции  $>0,05$  мм навески образцов по несколько граммов отмывались через «мельничный газ» № 74 (ячейка 0,05 мм). Из полученного материала готовились иммерсионные препараты. Тонкодисперсная фракция изучалась рентгенографическим, термическим, оптическим и химическим методами. Содержания  $\text{CO}_2$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ , Fe, Mn, P, формы Fe определялись химическим путем. Все анализы выполнены в лабораториях Геологического института АН СССР.

Обращаясь к характеристике имеющегося у нас материала, начнем с описания разрезов. Так как в результате длительного хранения образцы высохли и потеряли свой первоначальный облик, то мы, кроме собственных наблюдений над сухими образцами, использовали описания колонок, выполненные на судне сразу же после подъема проб и любезно переданные нам Е. А. Романкевичем.

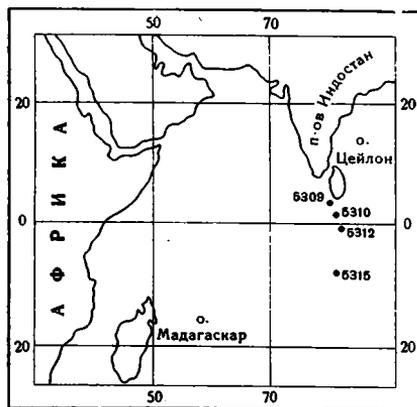
**Описание колонок и их сопоставление. Станция 5309.**

0—120 см. Ил темно-серый, глинистый, вверху мягкий, ниже плотный. Глинистые частицы одинаково оптически ориентированы, ясно поляризуют. В илу рассеяны обрывки органического вещества, стяжения пирита, обломки и целые раковинки фораминифер и радиолярий, обломки опикул губок, единичные зерна кварца и других минералов. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  3,06—18,04;  $\text{C}_{\text{орг}}$  1,9—2,12; Fe 4,47—6,20; Mn 0,03—0,11; P 0,035—0,062; при этом количество  $\text{CaCO}_3$  возрастает сверху вниз, а Fe — наоборот (фиг. 2).

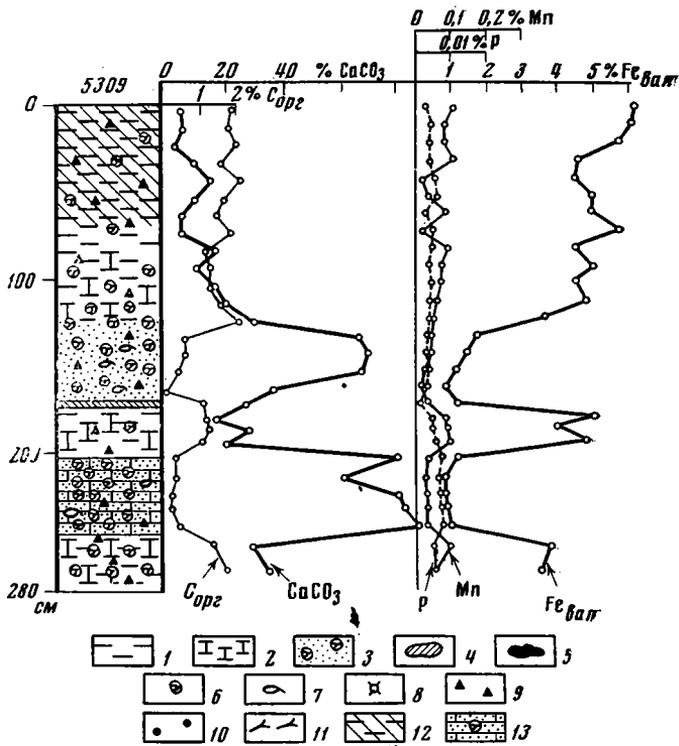
120—130 см. Чередование тонких прослоев органогенно-обломочного песка и глинистого ила. Слоистость волнистая. Песок с небольшим количеством глинисто-карбонатного цемента. Мелкие зерна кварца и полевых шпатов корродированы глинисто-карбонатным веществом. Пирит присутствует в виде мелких стяжений, часто в полостях раковин фораминифер. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  27,10;  $\text{C}_{\text{орг}}$  2,05; Fe 3,58.

130—173,3 см. Плохо сортированный органогенно-обломочный песок, известковый, фораминиферовый, с большим количеством обломков и целых раковин толстостенных бентасных фораминифер, живущих на мелководье (семейства *Miliolidae*), обломков раковин моллюсков, розовых кораллов, спикул губок, с многочисленными зернами кварца крупнопесчаной размерности, полуокатанными и угловатыми, сильно корродированными карбонатом. Пирит присутствует в виде стяжений, а также часто выполняет полости раковинок фораминифер. В основании прослоя черный вулканический пепел мелкопесчаной размерности (173—173,3 см). Граница с лежащими ниже отложениями резкая. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  43,79—64,80;  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,08—1,06; Fe 0,84—1,68; Mn 0,02—0,04; P 0,009—0,040. Эти содержания значительно ниже, чем в глинистых илах, что объясняется разбавляющим действием карбонатного материала.

173,3—200 см. Ил темно-серый, глинистый, слабоизвестковый, похож на ил из прослоя 0—120 см, отличается от него значительно большим содержанием обломков и целых раковин фораминифер. Пирит присутствует в виде рассеянных комочков, иногда образует микропрослой



Фиг. 1. Схема расположения станций в Индийском океане



Фиг. 2. Колонка осадков и распределение компонентов станции 5309

Условные обозначения для фигур 2, 4, 7, 8: 1—глинистый ил; 2—карбонатно-глинистый ил; 3—фораминиферовый песчаный алеврит; 4—включения серого глинистого ила; 5—включения черного глинистого ила; 6—раковины фораминифер; 7—обломки раковин пелеципод; 8—раковины радиолярий; 9—пирит; 10—микроконкреции гидроокислов Mn; 11—вулканический пепел; 12—прослой черного ила; 13—карбонатно-алевритовый ил, фораминиферовый

(фиг. 3), а также выполняет полости раковинок фораминифер. Видны многочисленные обрывки органического вещества. Содержание, %: CaCO<sub>3</sub> 15,44—27,12; C<sub>орг</sub> 1,04—1,21; Fe 3,92—4,91; Mn 0,09—0,10; P 0,044—0,049.

200—248 см. Крупнозернистый алеврит, органогенно-обломочный, известковый, несцементированный. Похож на алеврит из слоя 120—173,3 см, но более карбонатный. Здесь также встречены раковинки бентосных фораминифер семейства *Miliolidae*, обломки раковин моллюсков, кораллов, спикул губок. Минеральные зерна встречаются реже, чем в прослое 120—173,3 см. Пирит выполняет полости раковин фораминифер. Граница с лежащими ниже отложениями резкая.

Содержание, %: CaCO<sub>3</sub> 56,52—69,90; C<sub>орг</sub> 0,16—0,34; Fe 0,84—1,12; Mn 0,03—0,04; P 0,070—0,079. Пониженные содержания C<sub>орг</sub>, Fe, Mn объясняются, как и в прослое 120—173,3 см, разбавляющим действием карбонатного материала.

248—280 см. Ил темно-серый, глинистый, известковый, фораминиферовый. Аналогичен илу прослая 173,3—200 см, но более карбонатный. Содержание, %: CaCO<sub>3</sub> 27,35—32,12; C<sub>орг</sub> 1,24—1,68, Fe 3,45—3,74; Mn 0,05—0,10; P 0,048—0,053.

Существование среди слабоизвестковистых глинистых илов, отлагавшихся на большой глубине, двух мощных органогенно-обломочных песчано-алевритовых прослоев с характерной фауной мелководья объясняется деятельностью суспензионных потоков. Отложения эти обладают

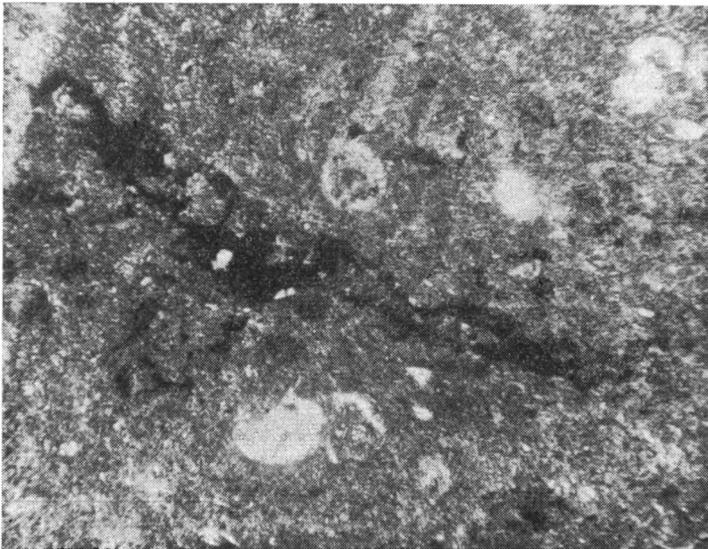
всеми характерными чертами последних: резкой границей с лежащими ниже отложениями и постепенным переходом в лежащие выше, градиционной структурой осадков — грубые зерна в нижней части слоя, постепенно измельчающиеся в верхней, остатки мелководных организмов и т. д. (Kuenen, Migliorini, 1958).

Уменьшение количества фораминифер в глинистых прослоях вверх по колонке, особенно в слое 0—120 см, позволяет предполагать увеличение глубин океана в этом районе с течением времени или усиленную подачу терригенного материала. Это и является, по-видимому, препятствием для накопления биогенного карбоната.

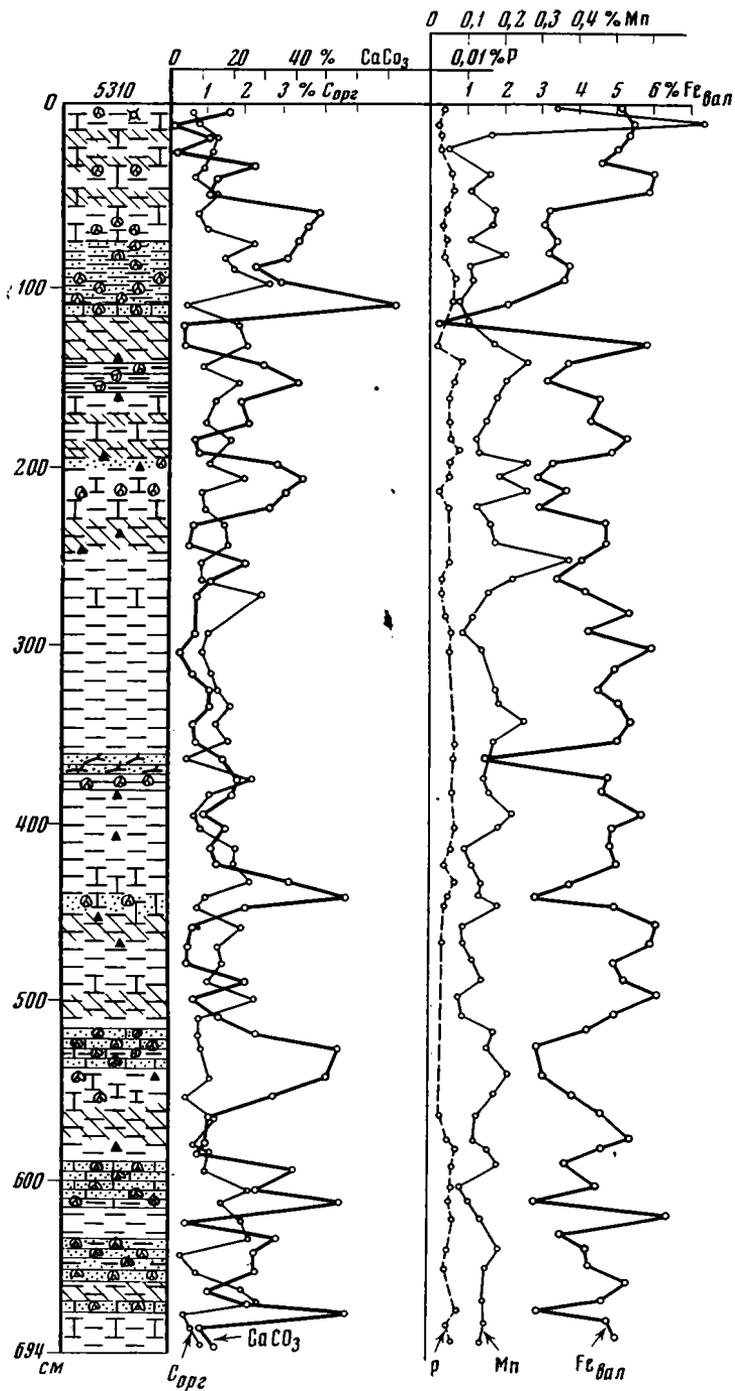
*Станция 5310* (фиг. 4). 0—56 см. Чередование прослоев ила светло-коричневого, глинистого, слабоизвесткового с илом серым и черным, глинистым. Глинистое вещество слабокарбонатное (карбонат криптокристаллический), пористое, с обрывками органического вещества, обломками раковин фораминифер и радиолярий. Встречаются стяжения пирита. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  0,68 (в черных глинистых илах) — 28,48 (в светло-коричневых илах);  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,63 (в светло-коричневых илах) — 1,24 (в черных илах); Fe 4,58—6,03; Mn 0,04—0,34; P 0,031—0,058.

56—158 см. Чередование прослоев ила серого, глинистого, пятнистого, слабоизвесткового с прослоями ила серовато-зеленого, алеврито-глинистого и ила глинистого, известкового, фораминиферового. На глубине 117—140 см прослой ила черного, глинистого, бескарбонатного, мягкого. Алевритовая примесь представлена многочисленными целыми и битыми раковинами фораминифер, реже радиолярий, розетками карбоната, иногда единичными зернами кварца. Пирит выполняет полости раковинок фораминифер (фиг. 5), а на глубине 140—158 см — включения пирита ( $0,5 \times 2,0 \text{ мм}^2$ ), по краям окисленного. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  3,52—58,45 (мало в черных прослоях, много в фораминиферовых илах);  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,35—2,66 (меньше всего в фораминиферовых илах); Fe 2,00—5,87; Mn 0,07—0,26; P 0,028—0,084.

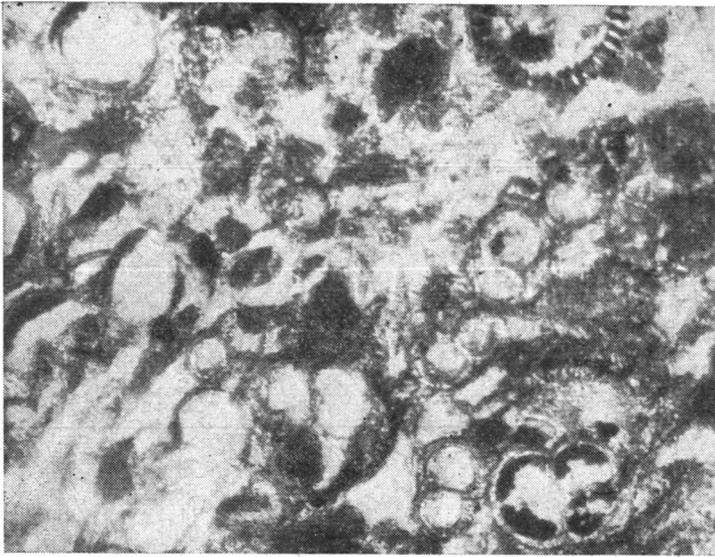
158—362 см. Ил серовато-зеленый и серый, глинистый, слабоизвестковый, иногда комковатый, с прослоями почти черного бескарбонатного ила. На глубине 205—212 см прослой глинистого ила, обогащенного органично-обломочной алевритовой примесью (фораминиферы, реже радиолярии, спикулы губок). В глинисто-карбонатном веществе обломки



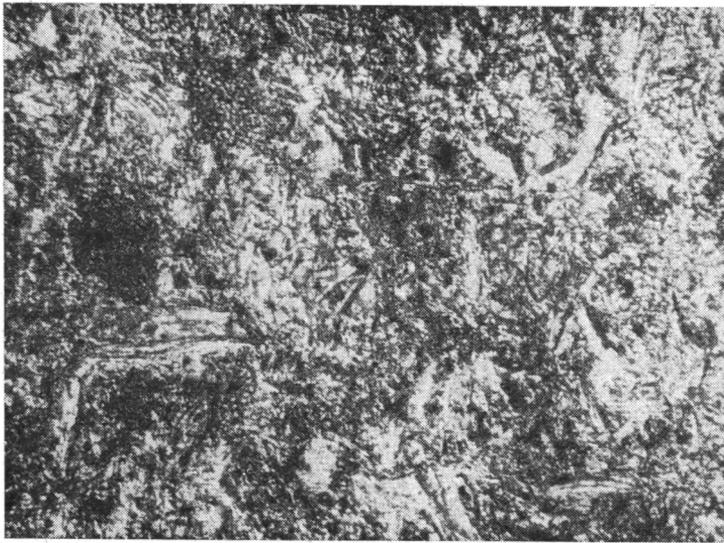
Фиг. 3. Форма пирита (черное)  
Станция 5309, глубина 179—185 см,  $\times 65$ , без анализатора



Фиг. 4. Колонка осадков и распределение компонентов станции 5310  
 Условные обозначения см. на фиг. 2



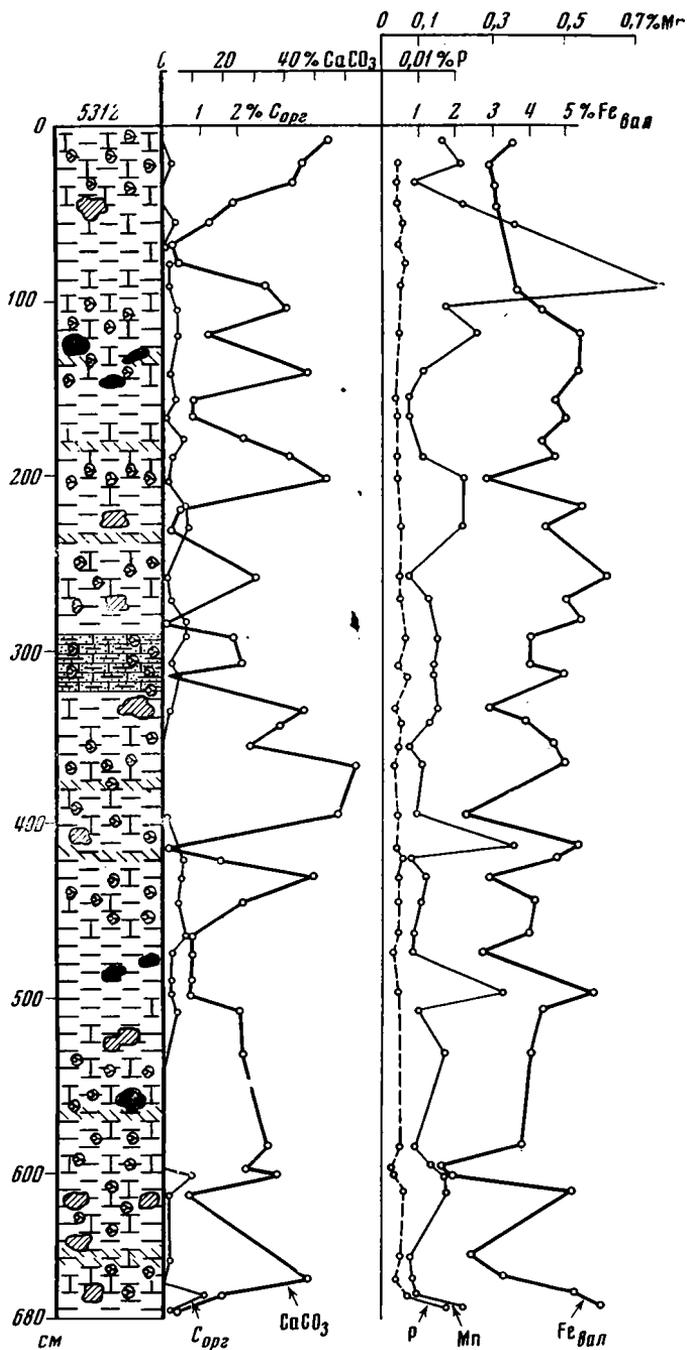
Фиг. 5. Фораминиферовый ил  
Полости некоторых раковин частично выполнены пиритом. Станция 5310,  
глубина 103—117 см,  $\times 160$ , без анализатора



Фиг. 6. Мелкоалевритовый вулканогенный ил  
Станция 5310, глубина 362—368 см,  $\times 160$ , без анализатора

и целые раковины фораминифер, радиолярий, обломки спикул губок, обрывки органического вещества. Встречаются мелкие комочки опала. Видны ходы роющих организмов. Выделения пирита в виде прерывистых микропрослоев и комочков, «бляшек», часто по периферии окисленного, приурочены чаще всего к прослоям черного глинистого ила. В интервале 350—362 см появляются зерна вулканического стекла, свежего. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  1,93—40,06;  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,56—2,37; Fe 2,81—6,01; Mn 0,09—0,26; P 0,020—0,076.

362—368 см. Мелкоалевритовый ил, беловато-серый, вулканогенный. Многочисленные зерна вулканического стекла с небольшим количеством

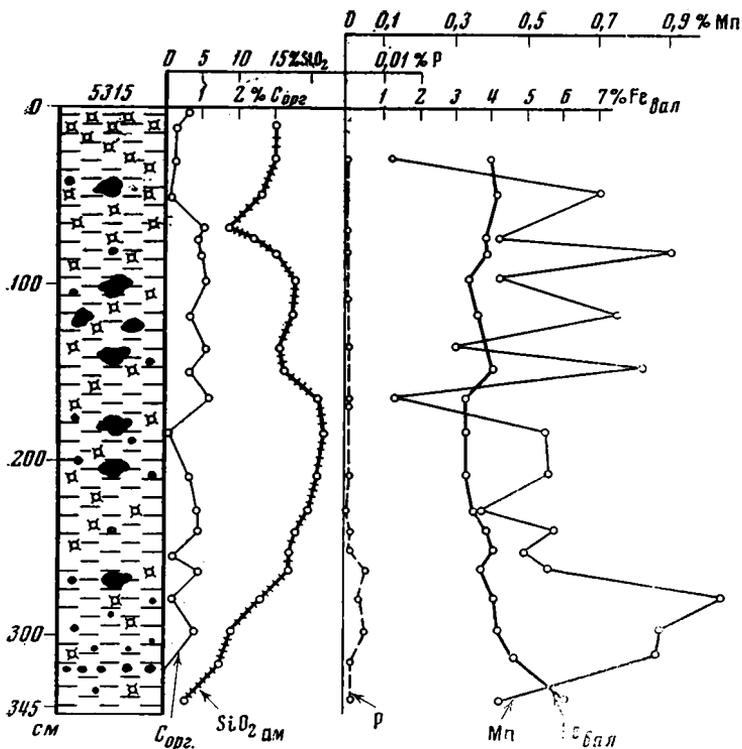


Фиг. 7. Колонка осадков и распределение компонентов станции 5312

Условные обозначения см. на фиг. 2

слабокарбонатного глинистого цемента (фиг. 6). Встречаются обломки карбонатных раковин. Содержание, %:  $CaCO_3$  15,21;  $C_{org}$  0,33;  $Fe$  1,46;  $Mn$  0,05.

368—380 см. Ил темно-серый, глинистый, слабоизвестковый, с вытянутыми линзами и прослоями вулканического пепла, состоящего в ос-



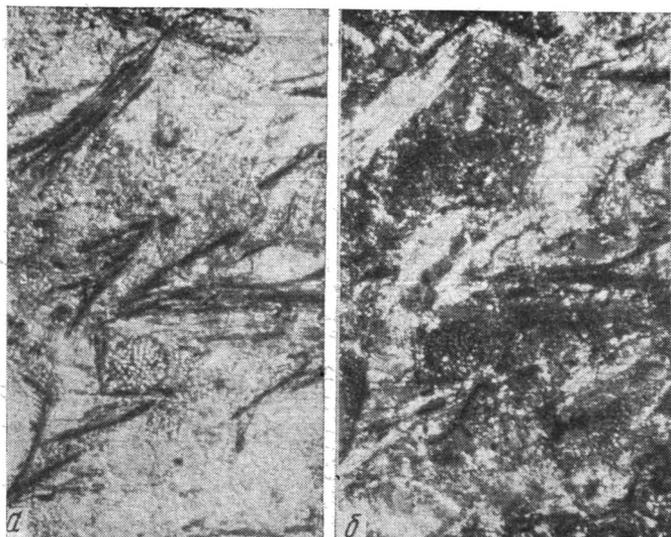
Фиг. 8. Колонка осадков и распределение компонентов станции 5315  
Условные обозначения см. на фиг. 2

новном из бесцветного вулканического стекла. Небольшое количество обломков и целых раковин фораминифер, часто внутри выполненных пиритом. Содержание, %:  $CaCO_3$  19,75;  $C_{орг}$  2,14; Fe 4,75; Mn 0,14.

380—445 см. Ил темно-серый и светло-серый, глинистый, слабоизвестковый и известковый, с прослоями комковатого. Глинисто-карбонатное вещество с включениями обломков и целых раковин фораминифер, реже радиолярий, с обрывками органического вещества, обломками спикул губок. Иногда встречаются редкие зерна кварца алевритовой размерности, единичные зерна глауконита. Многочисленны выделения пирита, часто крупнопесчаной размерности, по периферии окисленные. Пирит выполняет также полости раковинок фораминифер. Наблюдаются ходы роющих организмов. Содержание, %:  $CaCO_3$  8,63—52,78;  $C_{орг}$  0,52—2,09; Fe 2,76—5,70; Mn 0,09—0,22; P 0,025—0,036.

445—516 см. Ил темно-серый, глинистый, слабоизвестковый, вязкий, иногда комковатый, с прослоями почти черного. Содержание, %:  $CaCO_3$  3,86—21,11;  $C_{орг}$  0,63—2,23; Fe 4,91—6,15; Mn 0,09—0,18; P 0,025—0,036.

516—694 см. Чередование прослоев ила серого и зеленовато-серого, глинистого, слабоизвесткового, комковатого с прослоями ила черного, бескарбонатного, глинистого и ила алевритово-глинистого, фораминиферового, известкового. Глинисто-карбонатное вещество с обломками и целыми раковинами фораминифер. Стяжения пирита чаще наблюдаются в черных прослоях, а также выполняют полости раковинок фораминифер. Довольно часты ходы роющих организмов. В прослоях алевритово-глинистого ила алевритовая примесь представлена в основном обломками и целыми раковинами фораминифер, радиолярий и обломками спикул. Кроме того, здесь часты зерна кварца, реже полевых шпатов, сильно



Фиг. 9. Глинистый радиоляриевый ил  
Глинистое вещество участками раскристаллизовано в виде снопигов.  
Станция 5315, глубина 95—105 см,  $\times 160$ , а — без анализатора, б — николы  
скрещены

корродированные по периферии карбонатно-глинистым веществом. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  4,69—53,12;  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,36—2,23; Fe 2,72—6,31; Mg 0,10—0,21; P 0,026—0,070.

Глинистые илы колонки 5310 очень похожи на глинистые илы из отложений колонки 5309. Те и другие отличаются темной — серой до черной — окраской, невысоким содержанием карбонатов, присутствием пирита. В то же время в отложениях колонки 5310 терригенный материал тоньше, алевритовая примесь представлена в основном раковинами фораминифер в отличие от осадков колонки 5309, где минеральные зерна в алевритовой и песчаной фракциях играют заметную роль, особенно в отложениях суспензионных потоков. Резко изменилась и природа алевритовых прослоев: в колонке 5309 это отложения мутьевых потоков, а в колонке 5310 алевритовые прослои образуются за счет отложения в осадках органогенно-обломочного — фораминиферового материала.

Станция 5312 (фиг. 7). 0—152 см. Ил коричневый и темно-коричневый, глинистый, известковый, фораминиферовый, вверху (0—19 см) мягкий, ниже плотный. Под микроскопом глинисто-карбонатное вещество серовато-желтое, пористое, с большим количеством обломков спикул губок и раковин фораминифер и радиолярий. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$  2,27—51,30;  $\text{C}_{\text{орг}}$  0—0,35; Fe 2,93—5,42; Mn 0,09—0,26; P 0,040—0,062.

152—680 см. Чередование прослоев ила темно-коричневого, глинистого, слабоизвесткового, часто с ходами роющих организмов, с прослоями ила желтого и светло-желтого, известкового, фораминиферового, алеврито-глинистого. Встречаются единичные прослои слабоизвесткового черного глинистого ила. Глинистое, часто глинисто-карбонатное вещество желтоватое, желтовато-бурое, участками пропитанное пидроокислами Fe, пористое, трещиноватое (трещинки усыхания). Алевритовая примесь в осадках в основном за счет обломков раковин фораминифер, радиолярий, спикул губок. Немногочисленные зерна кварца и полевых шпатов алевритовой размерности часто корродированы глинистым веществом. Встречаются сгустки аутигенного опала. Изредка присутствует пирит в полостях раковин фораминифер. Содержание, %:  $\text{CaCO}_3$

0,57—59,47;  $C_{орг}$  0—1,50; Fe 1,54—6,14; Mn 0,07—0,36; P 0,021—0,062. Здесь, как и в описанных выше осадках, наименьшие количества Fe относятся к интервалам с наиболее высокими содержаниями карбонатов, что указывает на поступление Fe в осадки вместе с терригенным материалом. Там, где терригенный материал разбавлялся большим количеством биогенного карбоната, и возникали пониженные концентрации Fe.

При сравнении отложений колонки 5312 с отложениями колонок 5309 и 5310 видим, что осадки эти отличаются прежде всего окраской — илы стали значительно светлее, коричневыми и желтовато-коричневыми, почти совсем исчезла их темно-серая и черная окраска. Происходит это вследствие поступления в осадки значительно меньших количеств органического вещества, а из-за дальности переноса оно стало инертным, неспособным к редукации Fe. В илах содержится много гидроокислов Fe, которые и обуславливают желтовато-коричневые цвета.

Осадки колонки 5312 еще тоньше, в них еще большую роль играет карбонатный раковинный материал. Резкие же колебания содержаний  $CaCO_3$  объясняются здесь, по-видимому, изменениями глубин океана, что в отдельные отрезки времени не позволяло накапливаться биогенному карбонату.

*Станция 5315* (фиг. 8). 0—35 см. Ил коричневый, глинистый, переходящий в желтый, сверху студенистый, ниже более плотный. Под микроскопом глинистое вещество зеленовато-серое с большим количеством обломков и целых раковин радиолярий и спикул губок. Наблюдается заметное количество вулканического стекла, иногда пелитизированного. Содержание, %:  $SiO_{2ам}$  15,18;  $C_{орг}$  0,27—0,67; Fe 3,97; Mn 0,12; P — следы.

35—225 см. Чередование прослоев ила темно-серого и желтого, глинистого, радиоляриевого, с включениями или почти черного, пропитанного гидроокислами Mn. Глинистое вещество желтовато-серое, местами раскристаллизовано в виде снопиков (фиг. 9), желтые цвета интерференции. Многочисленны включения обломков и целых раковин радиолярий, спикул губок. Содержание, %:  $SiO_{2ам}$  8,62—22,06;  $C_{орг}$  0—1,10; Fe 3,22—4,03; Mn 0,13—0,90; P 0—0,04.

225—330 м. Чередование прослоев ила серовато-коричневого и желтого, глинистого, радиоляриевого, с включениями глинистого ила желтого и темно-серого. На глубине 325—330 см обнаружены железо-марганцевые конкреции диаметром 1—2 мм. Содержание, %:  $SiO_{2ам}$  4,28—19,86;  $C_{орг}$  0—0,87; Fe 3,40—4,60; Mn 0,37—1,04; P — следы — 0,05.

330—345 см. Ил светло-серый с зеленовато-желтым оттенком, глинистый, радиоляриевый, очень плотный, вязкий, тонкослоистый. Содержание, %:  $SiO_{2ам}$  2,26;  $C_{орг}$  — нет; Fe 5,98; Mn 0,42; P 0,01.

Как видно, условия накопления осадков станции 5315 были довольно стабильны. Глубина ниже «критической», что создало благоприятные условия для формирования радиоляриевого бескарбонатного ила в отличие от предыдущих разрезов, где карбонаты играют значительную роль в осадкообразовании.

При сопоставлении разрезов всех станций обращает на себя внимание то обстоятельство, что осадки от прибрежных к пелагическим отчетливо изменяют цвет. Так, в колонках 5309 и 5310 они темно-серые и черные что связано с наличием в них значительного количества органического вещества и сульфидного Fe. По мере удаления от берега осадки становятся все более пестроокрашенными. На станции 5312 они чаще всего серовато-желтые, коричневатые, с очень редкими черными прослоями, а на станции 5315 — светлые и розоватые палевые с черными пятнами и примазками гидроокислов Mn. Здесь черный цвет илов имеет совсем другую природу, чем в прибрежных отложениях.

В отложениях колонок 5309, 5310, 5312 Н. В. Беляевой (устное сообщение) по количественному распределению планктонных фораминифер (общих количеств и отдельных видов) было выделено несколько стратиграфических горизонтов (табл. 2).

Таблица 2

Мощности и интервалы глубин (см) одновозрастных стратиграфических горизонтов в колонках 5309, 5310, 5312

Горизонт	5309	5310	5312
I	0—70	0—41	0—3
II	70—280 (210)	41—230 (189)	3—152 (149)
III		230—380 (150)	152—290 (138)
IV		380—535 (155)	290—424 (134)
V			424—593 (169)
VI			593—680 (87)

Стратиграфические горизонты, выделенные при изучении фораминифер, не совпадают с выделенными нами интервалами осадков. Вероятно, это произошло потому, что основной фактор осадкообразования в исследуемых отложениях — принос терригенного материала с суши. Источник материала был постоянным и значительно меньше зависел от изменений климата, чем планктонные фораминиферы, за счет которых происходило накопление карбонатов. На постоянство источников сноса указывают довольно монотонные, в сущности, разрезы отложений внутри колонок. Главное различие в описываемых разрезах — разное содержание карбонатов.

В табл. 2 видно, что горизонты одного возраста в колонках имеют разную мощность. Как и следовало ожидать, наибольшие мощности горизонтов в прибрежных колонках. Они резко уменьшаются по мере удаления от берега — скорость осадкообразования в пелагической части океана невелика, особенно в самом верхнем горизонте. И это несмотря на то, что карбонатность осадков в том же направлении увеличивается. Процесс карбонатонакопления здесь был как бы «наложенным» на основной процесс — терригенного осадкообразования.

#### Минералогический состав обломочных зерен и глинистых минералов.

В легкой фракции всех колонок присутствуют кварц, полевые шпаты и в подчиненных количествах (кроме колонки 5315) обломки и целые раковины радиолярий, спикулы губок и вулканическое стекло. Исключение составляет только пепловый прослой на глубине 362—368 см в колонке 5310, где легкая фракция состоит на 98% из вулканического стекла с примесью раковин радиолярий и единичных зерен полевого шпата.

В отложениях колонки 5309 подсчитаны минералы тяжелой фракции почти во всех интервалах. Содержание тяжелой фракции в глинистых илах: 0,002—0,04% в интервале 0—120 см; 0,2—0,23% в интервале 173,3—200 см и еще увеличивается на глубине 248—280 см — 0,02—0,34%. Уменьшение количества тяжелой фракции вверх по разрезу позволяет предполагать, что осадок разбавляется глинистым веществом или, что тоже вероятно, дно океана в этом районе опускается.

В отложениях суспензионных потоков содержание тяжелой фракции резко повышено: 0,12—0,34% на глубине 200—248 см и 0,37—1,81% на глубине 130—173,3 см. Набор минералов в ней практически постоянный, но их количество и соотношение меняются. Преобладают непрозрачные рудные минералы. Они составляют более 50% фракции, а там, где выход фракции мал, 100%. В их число входят магнетит, ильменит, лейкоксен, гидроокислы Fe (гетит — гидрогетит), пирит. Присутствуют биотит, гра-

нат, рутил, циркон, эпидот-цоизит, роговая обманка, гиперстен, пироксен, редко встречаются монацит, оливин и т. д. Наряду с бесцветными зернами граната имеются розовые и зеленоватые в количестве 3—4 зерна на препарат.

Состав тяжелой фракции в этой колонке соответствует в общих чертах составу песка гранатовых дюн на юге о. Цейлон (Keilhack, 1915). Минеральный состав гнейсов и чарнокитов, слагающих юго-восточную и юго-западную части острова, а также значительную часть южной оконечности полуострова Индостан (Adams, 1929; Cotter, 1938), вполне отвечает составу гранатовых дюн, образованных продуктами их выветривания, и составу тяжелой фракции колонки 5309.

Следовательно, можно считать, что в формировании осадков и суспензионных потоков большую роль играют продукты разрушения пород о. Цейлон.

В отложениях колонок 5310 и 5312 содержание тяжелой фракции крайне мало, «следы»: обычно 10—30, в лучшем случае 80—100 зерен во всей фракции. Тяжелая фракция состоит из рудных непрозрачных минералов, среди которых иногда присутствует несколько прозрачных зерен (до 10) граната, биотита, циркона и т. д.

В осадках колонки 5315 выделить тяжелую фракцию не удалось из-за того, что содержание фракции  $>0,01$  мм очень мало (примерно до 200—300 мг), поэтому исследовалась вся фракция  $>0,01$  мм. Основные компоненты фракции — обломки и целые раковины кремневых организмов и небольшое количество гидроокислов Mn и Fe. Вулканическое стекло в тех или иных количествах присутствует почти во всей, но больше в верхней части колонки. Гидроокислы Mn образуют землистые массы, пурпурно-серые в отраженном свете, часто обволакивающие раковинки радиоларий. Благодаря любезной помощи Л. Е. Штеренберга, они определены не только оптически, но по реакции с уксусно-кислым бензидином — образуют синие иголки (Юшко, 1949). Терригенных зерен в осадках почти нет, только в интервале 158—175 см кварц и полевые шпаты составляют 50% фракции.

По мере удаления в открытое море в осадки поступает все меньшее количество крупного терригенного материала. Так, если в отложениях колонки 5309 он играет заметную роль, то в отложениях колонок 5310 и 5312 его очень мало, в отложениях же пелагической зоны терригенных зерен почти нет, а в тяжелой фракции большую роль играют гидроокислы Mn.

Рентгенографические исследования фракции  $<0,001$  мм проводились на дифрактометре ДРОН-1 с Cu-антикатодом и Ni-фильтром. Было исследовано 18 образцов из разных горизонтов осадков. Интервалы отбора проб показаны в табл. 3.

По составу глинистой фракции отложения подразделяются на два типа: 1) глинистая фракция состоит из смеси минералов монтмориллонитовой + каолинитовой + гидрослюдистой групп; 2) глинистая фракция состоит из смеси минералов каолинитовой + гидрослюдистой + смешанно-слоистой монтмориллонит-гидрослюдистой групп. Оба типа встречаются в отложениях всех четырех колонок.

Минералы группы монтмориллонита устанавливаются по отражению 17,7 Å после насыщения образца глицерином. Минералы гидрослюдистой группы определяются по ряду базальных отражений: 10; 4,98; 3,34 Å и т. д., минералы каолинитовой группы — 7,1; 3,56 Å и т. д. Смешанно-слоистые минералы монтмориллонит-гидрослюдистой группы характеризуются отражениями 13,8—14 или 16 Å в природном ориентированном препарате, которые при насыщении образца глицерином увеличиваются до 18,8—19,6 Å.

Как видно из табл. 4, осадки первой группы встречены во всех поверхностных прослоях, кроме им подобных на станции 5315. В более

глубоких горизонтах чаще встречаются отложения второй группы смешаннослойными минералами. Предположить, что в осадке идет процесс преобразования монтмориллонита в минералы смешаннослойной группы монтмориллонит — гидрослюда, трудно, так как тогда надо объяснить, почему не весь осадок затронут этим преобразованием и в разных горизонтах осадка встречается монтмориллонит, не затронутый им.

Таблица 3

Интервалы (с.м) отбора проб для исследования минералов глинистой фракции по станциям 5309, 5310, 5312, 5315

5309	5310	5312	5315
0—20	9—8	0—19	0—19
179—190	42—56	184—212	71—95
260—280	117—140	378—384	233—250
	362—368	598—603	330—345
	559—573	665—680	
	676—694		

Таблица 4

Состав глинистой фракции исследованных образцов

Монтмориллонитово+гидрослюдисто+каолинитовая группа		Каолинитово+гидрослюдистая+смешаннослойная монтмориллонит-гидрослюдистая группа	
станция	глубина, см	станция	глубина, см
5309	0—20	5309	179—190
	260—280	5310	41—56
5310	0—8		117—140
	676—694	5312	184—212
5312	0—19		378—384
	665—680		598—603
5315	71—95	5315	0—19
	330—345		233—250

Кроме того, многие исследователи считают наличие смешаннослойных образований монтмориллонит — гидрослюда индикатором глубоких эпигенетических преобразований древних осадочных пород (Шутов и др., 1971), о чем не может быть и речи применительно к нашим отложениям.

Можно предположить, следовательно, что преобразование монтмориллонита в смешаннослойный минерал происходило еще на континентах и последний приносился в осадок в неизменном виде.

Состав глинистых минералов обуславливается привносом их с о. Цейлон и с п-ова Индостан, т. е. из областей тропического гумидного климата.

На о. Цейлон в зависимости от условий дренажа и степени развития элювиального процесса различают четыре типа кор выветривания (почв) (Kalpage a. oth., 1963). Во всех типах в тех или иных комбинациях встречаются все три группы глинистых минералов, присутствующих в отложениях исследуемых колонок. Каолинит совместно с небольшим количеством гиббсита (до 10%) образуется в условиях хорошего дренажа (пересеченный рельеф, много осадков) в южной части острова. На северо-западе, где дренаж значительно хуже (пологая равнина, осадков мало), развиты коры выветривания с преобладанием чилитовой и монтмориллонитовой групп (минералов монтмориллонитовой группы в нижней части разреза до 50%).

Набор минералов глинистой фракции показывает зависимость их от процессов глинообразования на суше. Распространение глинистых минералов в поверхностном слое осадков наших колонок вполне согласуется со схемой, составленной З. Н. Горбуновой (1966) для отложений Индийского океана, и климатической зональностью размещения глинистых минералов (Ратеев и др., 1968).

Из описания вещественного состава отложений исследуемых колонок можно сделать выводы, что здесь имеет место терригенный тип осадконакопления, причем, чем дальше от берега, тем тоньше становится приносимый материал. Карбонатонакопление в этих отложениях связано только с жизнедеятельностью планктонных фораминифер. Невысокие же средние содержания  $\text{CaCO}_3$  в глинистых илах колонок 5309, 5310, 5312, несмотря на широкое развитие планктонных фораминифер в верхних слоях вод (Беляева, 1965), объясняются тем, что образование осадков шло на глубинах, близких к «критическим», а также интенсивным поступлением терригенного материала, что особенно заметно по отложениям колонки 5309, наиболее приближенной к берегу.

**$\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ , Fe, Mn, P в разрезах колонок.** Карбонатность осадков в разрезах колонок сильно варьирует (см. фиг. 2, 4, 7, 8). В колонке 5309 отчетливо видны два пика резко повышенного содержания  $\text{CaCO}_3$ , соответствующих отложениям суспензионных потоков (120—173,3 и 200—248 см) (см. фиг. 2). В данном случае эти пики указывают на значительное увеличение скоростей осадконакопления. В графиках содержания других элементов видна четкая связь с графиком содержания  $\text{CaCO}_3$ . В местах повышенных содержаний  $\text{CaCO}_3$  сильно уменьшаются количества Fe, Mn,  $\text{C}_{\text{орг}}$  из-за разбавляющего действия карбонатов. Здесь довольно много Fe и мало Mn, много органического вещества, что объясняется расположением станции, благоприятствующим его накоплению, — недалеко от берега, в области широкого развития планктона.

В колонке 5310 выделяются два типа осадков по содержанию карбонатов: глинистые илы и алевритовые фораминиферовые илы. Алевритовые илы этой колонки не являются результатом деятельности суспензионных потоков, они, как мы видели, состоят из многочисленных раковин фораминифер. Наблюдается несколько таких прослоев. В интервале 230—516 см, судя по количествам  $\text{CaCO}_3$ , осадконакопление происходило на глубинах, близких к «критическим».

Количества Fe и  $\text{C}_{\text{орг}}$  по сравнению с их содержанием в илах колонки 5309 понижены, зато возросло количество Mn, повышенные содержания которого соответствуют черным прослоям в осадке.

В илах колонки 5312 количество органического вещества резко падает по сравнению с их содержанием в илах колонок 5309 и 5310. В кривой распределения Mn наблюдаются три пика в интервалах 86—98, 411—417 и 493—502 см, в осадке им соответствуют черноокрашенные прослойки и пятна.

Отложения колонки 5315 формировались в условиях пелагической зоны, ниже «критических» глубин, поэтому карбонатов в них нет. Присутствие в илах значительного количества радиолярий, спикул губок обусловило высокие содержания аморфной кремнекислоты. Как видим, органического вещества здесь довольно много, валовые количества Fe также довольно велики — более 3%. Особенно много Mn (0,12—1,04%). Светлый палевый осадок здесь с многочисленными черными пятнами, часты микроконкреции гидроокислов Mn.

Несмотря на резкие колебания кривых содержаний  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ , Fe, Mn, P внутри колонок, можно заметить общую тенденцию в распределении этих элементов по профилю.

Как видно из табл. 5, по мере удаления от берега содержание карбонатов в осадках сначала увеличивается, а потом резко падает. Для пер-

вых трех колонок это можно объяснить уменьшением подачи терригенного материала за счет дальности разноса, а для последней — образованием осадка ниже «критических» глубин.

Понижение содержания  $C_{орг}$  в илах по мере удаления от берега происходит за счет дальности разноса и глубины: органические остатки успевают сильно разложиться раньше, чем достигнут дна.

Таблица 5

Средние содержания  $CaCO_3$ ,  $C_{орг}$ , Fe, Mn, P в глинистых илах колонок Индийского океана

№ колонки	Число проб	$CaCO_3$	$C_{орг}$	Fe	Mn	P
5309	17	14,21	1,53	4,85	0,08	0,05
5310	54	15,34	1,09	4,67	0,15	0,04
5312	48	23,49	0,22	4,12	0,16	0,05
315	23	Нет	0,58	3,90	0,57	0,01

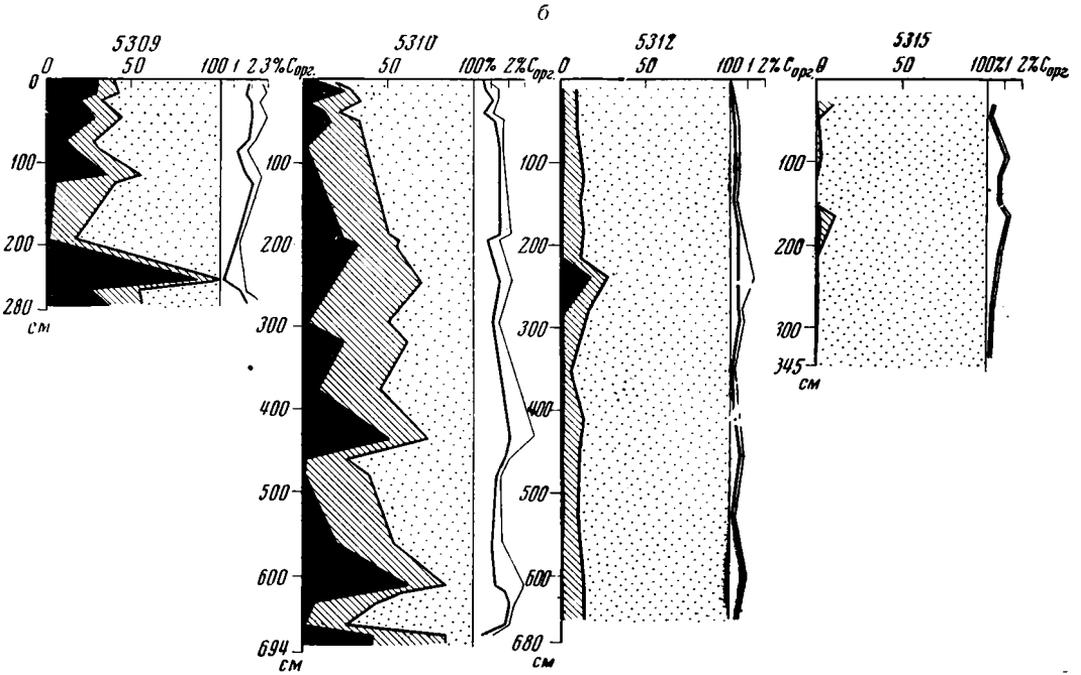
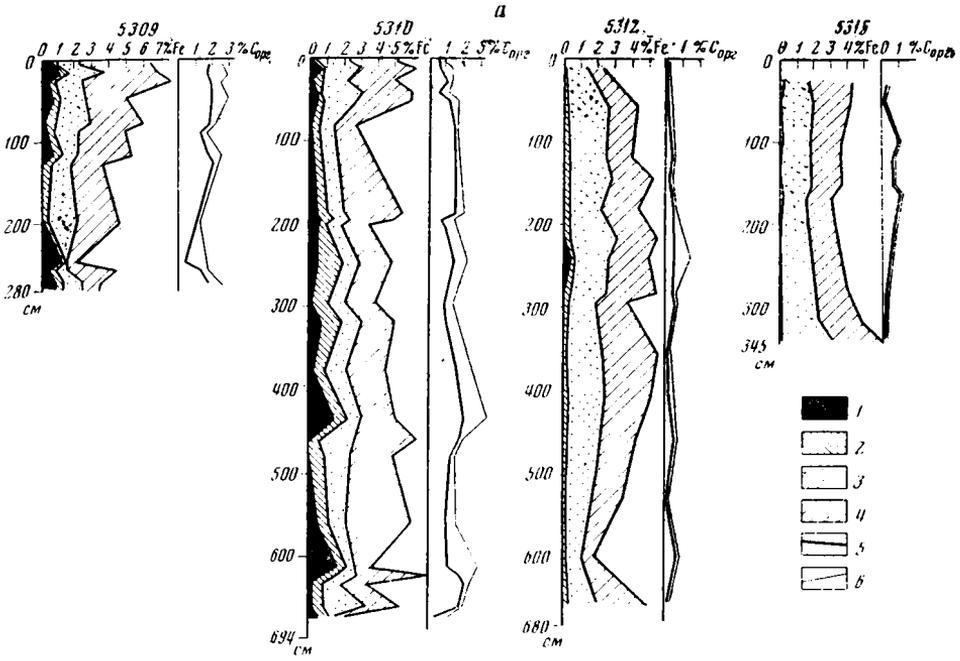
Обратную зависимость легко заметить в распределении Fe и Mn: в пелагической области накапливается Mn и уменьшаются содержания Fe. Происходит это за счет разных способов миграции этих элементов: если основные количества Fe поступают в осадок в виде обломочных зерен, то Mn переносится с более тонкими фракциями, обогащая соответственно илы.

**Постседиментационные изменения осадков.** Изучение осадков позволило установить признаки постседиментационных процессов даже в самом верхнем слое современных отложений. Основные процессы преобразования осадков — изменения аутигенно-минералогических форм Fe и образование железо-марганцовых микроконкреций. Кроме того, в осадке идут процессы преобразования аморфного  $SiO_2$ . Вместе с остатками кремнистых организмов в илах присутствуют мелкие комочки опала. Изучение шлифов показало, что растворение раковин кремневых организмов идет даже в самых верхних слоях отложений (колонка 5315), что и приводит к выделению этих комочков.

В осадках происходит перераспределение карбонатного материала: перекристаллизация карбонатных раковин, выделение звездочек, комочков и кристаллов  $CaCO_3$ .

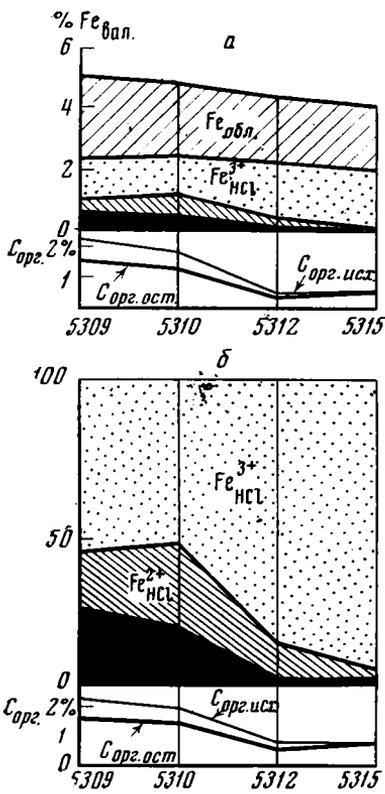
В отложениях колонок 5312 и особенно 5315 присутствуют заметные количества Mn — более 1%. По Н. М. Страхову и др. (1968), при появлении в осадках содержаний Mn выше кларковых он тотчас же начинает образовывать стяжения или придавать пятнистую окраску илам. Действительно, пятнистой черной окраской светлые илы в колонках 5312 и 5315 (а иногда и 5310) обязаны присутствию повышенных содержаний Mn. В илах колонки 5315 во фракции  $>0,01$  мм видны марганцовые микроконкреции, причем иногда они образуются по раковинкам радиолярий. В интервале 325—330 см конкреции размером  $2 \times 2$  мм<sup>2</sup> содержат 5,76% Fe и 3,04% Mn.

Для выяснения изменения аутигенно-минералогических форм Fe в химической лаборатории института было сделано 60 определений форм этого элемента. Возможно некоторое завышение количества окисного растворимого Fe ( $Fe^{3+}$  раств. нс), так как в образцах происходило окисление сульфидов, что видно в шлифах (каемки и «облака» гидроокислов Fe вокруг выделений пирита). Несмотря на это, прослеживаются четкие закономерности в распределении форм Fe от прибрежной зоны океана к пелагической, что видно на фигурах 10, 11. Схемы эти показывают резкое



Фиг. 10. Формы Fe в осадках колонок 5309, 5310 5312 и 5315

а — в %; б — в пересчете на реакционное Fe. 1 —  $\text{FeFeS}_2$ ; 2 —  $\text{Fe}^{2+}$  раств. HCl; 3 —  $\text{Fe}^{3+}$  раств. HCl; 4 —  $\text{Fe}_{\text{обл}}$ ; 5 —  $\text{C}_{\text{орг.ост.}}$ ; 6 —  $\text{C}_{\text{орг.исх.}}$



Фиг. 11. Изменение форм Fe по мере удаления от берега к пелагиали

а — вес. %; б — в пересчете на реакционноспособное Fe. Условные обозначения см. на фиг. 10

ного типа, причем, чем дальше от берега, тем тоньше обломочный материал. Набор глинистых минералов, общий для отложений всех четырех колонок, и зависит от процессов глинообразования на суше, что также подтверждает вывод о терригенном типе осадконакопления. Осадки молодые, почти не затронутые постседиментационными процессами. Однако, выделяются два резкие противоположных процесса преобразования осадков: редукция Fe и образование микроконкреций Mn. Редукция Fe с образованием пирита приурочена к прибрежным осадкам, а возникновение микроконкреций гидроокислов Mn относится к наиболее глубоководным отложениям.

## ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана. — В сб.: Геология дна морей и океанов. М., «Наука», 1964.
- Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в Индийском океане. — В сб.: Океанологические исследования, № 13. М., «Наука», 1965.
- Горбунова З. Н. Состав глинистых минералов в разных горизонтах осадков Индийского океана. — Диск. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана. — Океанология, 1966, т. 6, вып. 2.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. — В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

уменьшение степени восстановленности илов по мере удаления от берега, независимо от того, что в осадке содержатся довольно значительные количества Fe вал и органического вещества.

По Н. М. Страхову (1962), в процессе редукции Fe главнейшую роль играет органическое вещество, его количество и качественный состав. В осадки пелагической зоны попадает незначительная и наиболее устойчивая часть органического вещества, не разложившегося в процессе переноса на большие расстояния, не способная участвовать в редукции Fe.

Естественно поэтому, что в колонках 5309 и 5310, находящихся недалеко от берега и, следовательно, получающих активное органическое вещество (на графике  $C_{орг. исх.}$ ), образуются высокие содержания пиритного и закисного Fe, в колонке 5312 количества их резко снижаются, а в колонке 5315 присутствуют лишь следы при значительных содержаниях  $C_{орг.}$

Внутри колонок распределение аутигенно-минералогических форм железа неравномерное, что объясняется неравномерным поступлением в осадок Fe и  $C_{орг.}$

Исследованные колонки представляют собой нормальный ряд осадков, постепенно переходящих от прибрежных к глубоководным океаническим. Карбонатонакопление везде биогенное и связано только с жизнедеятельностью планктонных фораминифер. Осадконакопление терригенного типа, причем, чем дальше от берега, тем тоньше обломочный материал.

- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках мирового океана.— Океанологические исследования, 1968, № 18.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Тихомирова Е. С., Калининко В. В. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. Тр. ГИН АН СССР, вып. 221. «Наука», 1971.
- Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. М., Госгеолиздат, 1949.
- Adams F. D. The Geology of Ceylon.— *Canad. J. Res.*, v. 1, 1929.
- Cotter G. de P. The Indian Peninsula and Ceylon. Akad. Verlag., Leipzig, 1938.
- Kalpage F. S. C. P., Mitchell B. D., Mitchell W. A. The mineralogy of some Ceylon soils.— *Clay minerals Bull.*, 1963, v. 5, No. 30.
- Keilhack K. Granatsand-Dünen auf Ceylon. S.-Abdr.— *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1915, B. 67.
- Kuenen P. H., Migliorini C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding.— *J. Geol.*, 1958, v. 58, No. 2.
- Schott G. Geographie des Indischen und Stillen ozeans. Hamburg, 1935.
- Schott G. Rate of sedimentation of recent deep-sea sediments. «Recent marine sediments», by ed. Trask P. D., 1939.

ГИН АН СССР  
Москва

Поступила  
21.IX.1970

УДК 550.4 : 551.35(267)

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ЮЖНЕЕ о. ЦЕЙЛОН

**З. В. ПУШКИНА**

В статье рассматривается содержание и распределение Cu, Ni, Co, V, Cr, Zr, Pb, Mo, W, Zr в прибрежных и пелагических осадках северной части Индийского океана. Химические анализы показали обогащение пелагических глинистых радиоляриевых илов Mn, Cu, Ni, Co, Pb, W. Мо. По степени обогащения названные элементы распределяются в следующем порядке: Mo→Mn→Cu→Ni→Co→Pb→W. Обогащение пелагических илов Индийского океана определяется главным образом механизмом процесса седиментации. По степени обогащения Cu, Ni, Co, W, Mo, Mn пелагические илы северной части Индийского океана занимают промежуточное положение между илами Тихого и Атлантического океанов.

Исследования в области геохимии и минералогии современных океанических осадков приобретают все большее значение в связи с изучением закономерностей размещения осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. При этом большой интерес представляет изучение распределения металлов в глубоководных морских осадках.

По распределению малых элементов в осадках Тихого и Атлантического океанов в настоящее время накоплен значительный фактический материал (Goldberg, Argenius, 1958; Wedepohl, 1960; Landergren, 1964; Turekian, Imbree, 1966; Young, 1968; Turekian, 1968; Андрущенко, Скорнякова, 1967 и др.). Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана изучалось многими авторами (Landergren, 1964; Muller, 1967; Bender, Shultz, 1969). В работе С. Ландергрена приведено содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe, Mg, Mn, V, Cr, Co, Ni в пелагических отложениях океана, в колонках глубиной до 10,6 м; Л. Бендер изучал распределение Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Zr в поверхностных отложениях на поперечном профиле через Индийский океан; Г. Мюллер определил содержание растворимых в HCl, Fe, Mn, Cu в современных осадках океана у западного побережья Сомали.

Настоящая работа была поставлена Н. М. Страховым с целью проследить особенности накопления микроэлементов при удалении от берега в пелагиаль. Материал для работы собран и предоставлен нам сотрудниками Института океанологии АН СССР (36-й рейс экспериментального судна «Витязь»).

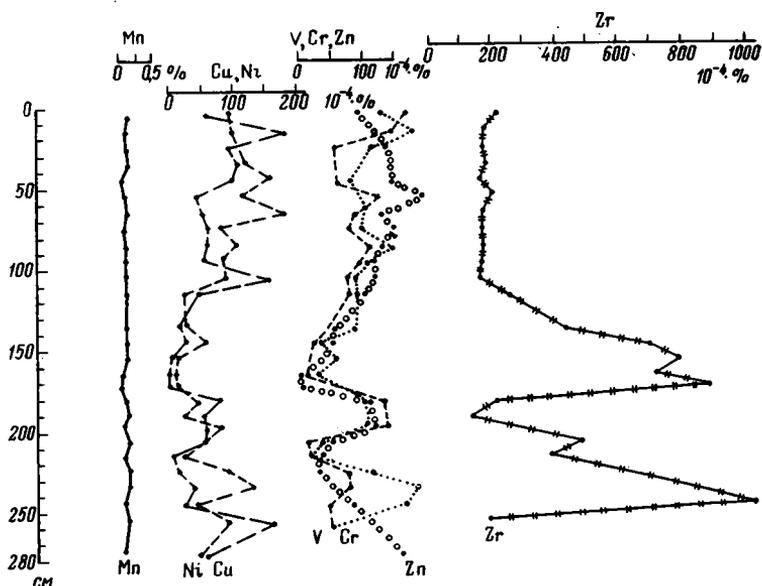
**Материал и методика исследования.** Расположение станций, на которых отобраны колонки, показано в статье О. А. Дворецкой. На станциях 5309 и 5310 — серые глинистые слабоизвестковые илы, органогенно-обломочные, с прослоями алевроитовых известковых илов и органогенно-обломочных известковых песков. По О. А. Дворецкой, это отложения суспензионных потоков, а далее от берега (на станции 5312) они сменяются более тонкими желтовато-коричневыми слабоизвестковыми и известковыми органогенно-обломочными илами. Осадки станции 5315 сложены однородной толщей светлоокрашенных глинистых радиоляриевых

Среднее содержание малых элементов в различных типах осадков станции 5309,  $10^{-4}$  %

Элемент	Тип осадка					
	илы глинистые слабобезвестковые		илы алевроитовые известковые		пески известковые органогенно-обломочные	
	натуральный	на бескарбонатное вещество	натуральный	на бескарбонатное вещество	натуральный	на бескарбонатное вещество
Cu	73	84	5	31	5	14
Ni	81	91	14	70	10	23
Co	17	19	5	26	5	12
Mo	4	4	5	8	3	26
Pb	16	20	4	15	4	10
Zn	118	134	13	57	16	37
V	96	109	25	108	21	51
Cr	94	107	14	55	14	31
W	13	17	13	54	15	32
Zr	168	190	147	713	389	690
Число образцов	17	17	5	5	5	5

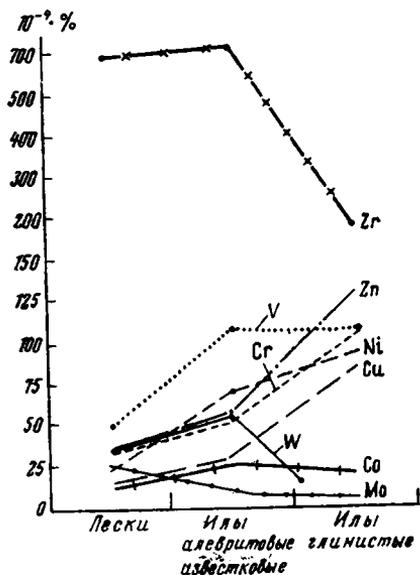
бескарбонатных илов. Накопление карбонатов в осадках обязано жизнедеятельности планктонных фораминифер. Терригенный материал с удалением от берега утончается. Глинистые минералы, общие для всех четырех колонок, представлены монтмориллонитом, каолинитом и гидрослюдой.

Преобладают в тяжелой фракции непрозрачные рудные минералы (магнетит, ильменит, лейкоксен, гетит-гидрогетит, пирит), а также биотит, гранат, рутил, циркон, эпидот-цоизит, гиперстен, пироксен. Этих минералов больше в осадках прибрежных станций. Диагенетические образования — железо-марганцовые микроконкреции. По мере удаления от берега степень восстановленности илов резко уменьшается. Глубокая редукция Fe с образованием пирита приурочена к прибрежным осадкам,



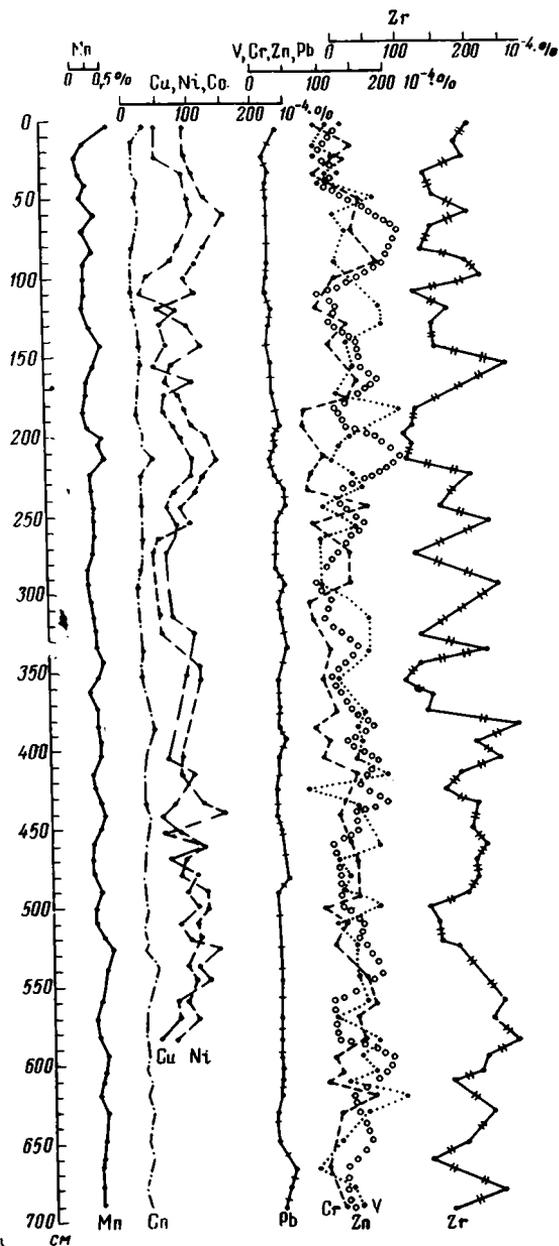
Фиг. 1. Распределение малых элементов в отложениях колонки 5309

Фиг. 2. Распределение малых элементов в различных типах осадков колонки 5309, сгруппированных по преобладающим гранулометрическим фракциям



Фиг. 2

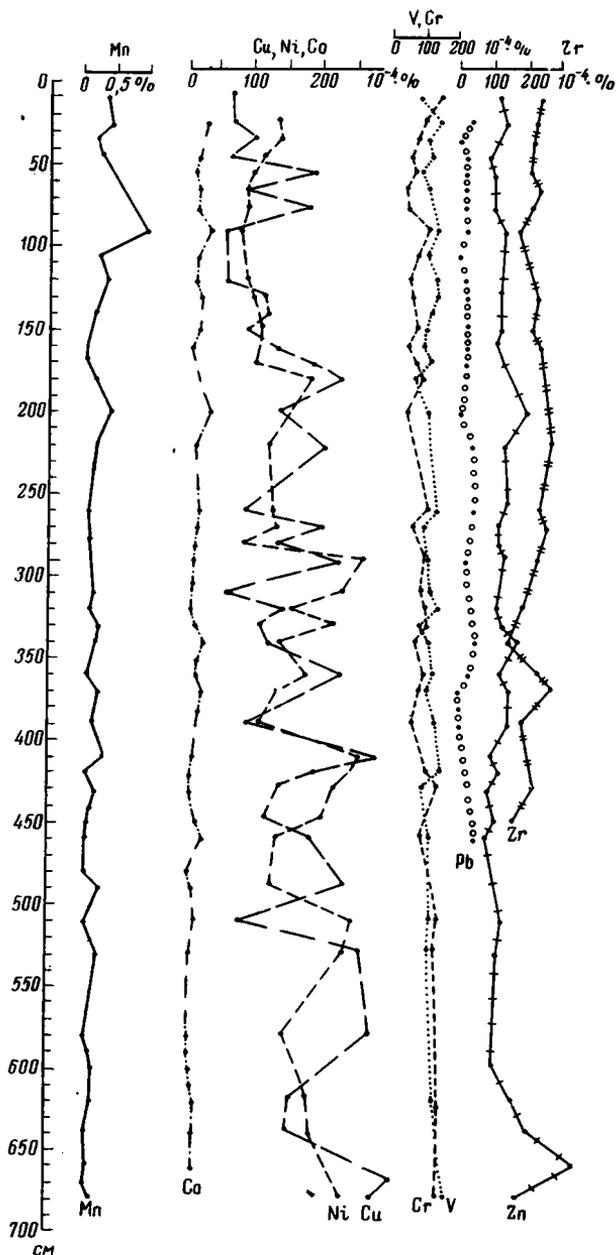
Фиг. 3. Распределение малых элементов в отложениях колонки 5310



Фиг. 3

а возникновение микроконкреций гидроокислов Mn — к наиболее глубоководным.

Zn определялся полярографически по методике ВИМСА И. В. Беловой на полярографе ЦЛА в хлоридно-аммиачной среде (фон) с принудительным отрывом капли; Pb и Co — спектрографическим количественным анализом в лаборатории ГИНа; Fe<sub>вал</sub> и Mn — в химической лаборатории ГИН АН СССР по методу Э. С. Залманзон (1957); Cu и Ni — колориметрически по методике А. И. Бусева и М. И. Иванютина (1956); V и Cr — колориметрически по методике Э. С. Залманзон (1957); W — колориметрическим роданидным методом с применением в качестве восстановителя TiCl<sub>3</sub>; Mo — роданидным методом с применением в качестве



Фиг. 4. Распределение малых элементов в отложениях колонки 5312

восстановителя хлористого олова (1955); Zr — колориметрически по методике Ю. М. Дедкова (Дедков, Корсакова, 1967) с пикраминол-«Р».

**Результаты анализа.** Рассмотрим содержание Mn, Cu, Co, Ni, V, Cr, Zn, Pb, Mo, W, Zr в осадках изучаемых колонок от берега к пелагиали.

В разрезе колонки 5309 содержание малых элементов значительно меняется в зависимости от типа осадка (табл. 1, фиг. 1). В глинистых илах содержание, %: Cu — 0,0034—0,0166; Ni — 0,0022—0,0167%; Co — 0,0013—0,0023; V — 0,0044—0,0168; Cr — 0,0013—0,0023; Zn — 0,0088—0,0175; Mo — 0,0003—0,0007; W — 0,0013—0,0015; Zr — 0,0150—0,0190; Pb — 0,0010—0,0024; Mn — 0,03—0,11.

Номера станций	Расстояние от берега, м	Глубина колонок, см	Число образцов	Мп, %		Малые элементы (10 <sup>-4</sup> %)					
						Cu		Ni		Co	
				а	б	а	б	а	б	а	б
5309	200	280	17	0,07	0,08	73	84	81	91	17	19
5310	450	694	56	0,15	0,20	62	76	70	88	16	20
5312	770	680	42	0,15	0,22	123	161	145	149	16	20
5315	1700	345	23	0,57	0,66	289	353	249	262	44	52

а—натуральный осадок; б—на бескарбонатное вещество.

По содержанию Cu, Ni, Co, V, Cr, Zп выделяются два минимума. Один из них приурочен к интервалу 120—179 см, отвечающему известковым органогенно-обломочным пескам; другой — 200—248 см — к алевроитовым известковым органогенно-обломочным илам.

Были подсчитаны также средние концентрации малых элементов в различных типах осадков — в натуральном осадке и на бескарбонатное вещество (см. табл. 1, фиг. 2). Оказалось, что Cu, Ni, Zn, Cr, Pb показывают максимум накопления в глинистых илах и постепенное падение концентраций при переходе к пескам. Для V содержание в алевроитовых и глинистых илах одинаково, а у Co максимум содержания в алевроитах. Максимальное количество Mo, W и Zr обнаруживается в песках, а также в алевроитовых известковых илах. Высокие концентрации Zr в песках (0,0690) и алевроитовых известковых илах (0,0713) и наибольшие концентрации W и Mo в песках и известковых алевроитах колонки 5309, вероятно, связаны с минералами тяжелой фракции. Как видно, распределение малых элементов в современных прибрежных осадках Индийского океана относится к упорядоченному типу в его сглаженной модификации (Страхов, 1962).

На фиг. 3 видно, что распределение малых элементов по вертикали в осадках колонки 5310 имеет ту же закономерность, что и в осадках колонки 5309. Содержания Мп, Cu, Ni, Co, V, Cr, Zr, Pb, Mo, W, Zn в илах двух прибрежных станций (5309 и 5310) в однотипных осадках как в расчете на натуральный осадок, так и при расчете на бескарбонатное вещество близкие.

Станция 5312 расположена в 900 км юго-западнее о. Цейлон и удалена от станции 5310 на 570 км. Эта большая удаленность от берега сказывается в том, что в глинистых слабоизвестковых и глинистых известковых илах содержание Cu, Ni, Mo, Мп по сравнению с глинистыми илами колонок из прибрежных станций заметно увеличивается (фиг. 4). С глубиной в глинистых илах из колонки 5312 количество Мп изменяется, %: от 0,07 до 0,77, Cu — от 0,0033 до 0,0275, Ni — от 0,0039 до 0,0258. Концентрации (%): Co, Zn, Pb, V, W, Zr изменяются почти в тех же пределах, что и в прибрежных глинистых илах (станции 5309, 5310): V — от 0,0034 до 0,0168; Zn — от 0,0055 до 0,0168; Co — от 0,0006 до 0,0034; W — от 0,0007 до 0,0020; Zr — от 0,0091 до 0,0285; Pb — от 0,0008 до 0,0026. По сравнению с прибрежными глинистыми илами содержание Cr несколько уменьшается — от 0,0034 до 0,0160%.

Станция 5315 расположена в пелагической зоне Индийского океана. Как явствует из табл. 2 и фиг. 5 наблюдается значительное увеличение концентрации Мп, Cu, Ni, Co, W, Mo в глинистых илах этой станции (в расчете на натуральную навеску, см. фиг. 5). Содержание, %: Cu — 0,0112—0,0525, Ni — 0,0067—0,0133; Co — 0,0028—0,0073; W — 0,0020—0,0030; Mo — 0,0020—0,0047; Мп — 0,0012—1,04; Pb — 0,0023—0,0047. При пересчете на бескремневое вещество (т. е. лишенное SiO<sub>2</sub> аутиг) кон-

## глинистых илах колонок Индийского океана

Малые элементы (10 <sup>-4</sup> %)													
Mo		Pb		Zn		V		Cr		W		Zr	
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
4	4	16	20	118	134	96	109	94	107	13	17	168	190
3	4	17	21	107	136	112	134	96	113	15	21	145	177
6	10	15	41	104	140	88	116	74	89	13	24	171	229
35	42	41	48	116	135	95	108	72	82	24	28	171	214

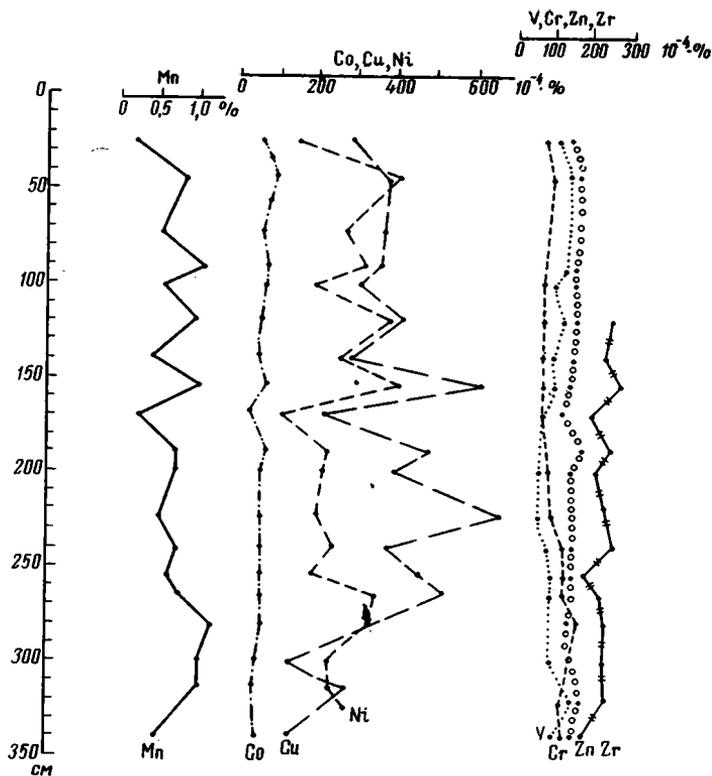
центрация перечисленных выше малых элементов в осадках этой станции увеличивается. Содержание V, Zn, Zr в пелагических илах колонок 5315 почти такое, как в осадках предыдущих станций. Колебания этих элементов незначительны, %: V—0,0050—0,0134; Zn—0,0092—0,0142; Zr—0,0141—0,0222. Концентрация Cr—0,0054—0,0120%. Следует отметить, что осадки станции 5315—очень однородная в отношении granulometriи толща, в которой содержание частиц <0,01 мм составляет 96,0—99,96%. Содержание наиболее подвижных малых элементов (Cu, Ni, Mn) обнаруживает значительное колебание между соседними образцами. При этом колебания содержаний Cu, Ni хорошо коррелируются с концентрацией Mn (см. фиг. 5).

Значительные различия в содержании Mn, Cu, Ni между соседними образцами в однородной по granulометрическому составу толще радиолариевых илов из колонки 5315, по-видимому, связаны с наличием в них марганцовистых конкреций с содержанием Mn до 3,0%. Распределение их в осадках неравномерное.

**Обсуждение результатов.** В петрографически однотипных осадках содержание Mn, Cu, Ni, Co, V, Cr, W, Mo, Zn, Pb, Zr по вертикали в различных слоях колонок колеблется. Эти колебания и их амплитуды сохраняются и при пересчете на бескарбонатное вещество. Аналогичный характер распределения Fe, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni по вертикали колонок илов Тихого, Атлантического и Индийского океанов показывают данные С. Ландергрена (Landergren, 1964).

Отмечается связь между содержанием в осадках малых элементов и их granulометрическим и минералогическим составом. С увеличением содержания в осадках глинистой фракции количество Mn, Cu, Ni, Co, Mo, W в глинистых илах пелагической зоны увеличивается. В прибрежных отложениях наблюдается обогащение песков и алевритовых известковых илов W, Mo, Zr. Эти илы содержат в повышенных количествах минералы тяжелой фракции (магнетит, ильменит, циркон и др.).

При переходе от прибрежной зоны к пелагической глинистые илы обогащаются Mn, Cu, Ni, Co, Pb, Mo. Изучаемые элементы можно разбить на следующие три группы: [Cr] → [Zn, V, Zr] → [Mo → Mn → Cu → Ni → Co → Pb → W]. Для Cr максимальное содержание обнаруживается в осадках прибрежных зон. С переходом к пелагиали его концентрация в осадках уменьшается. Элементы второй группы (Zr, V, Zn) показывают близкие концентрации в осадках прибрежной и пелагической зон. Иначе ведут себя элементы третьей группы (Cu, Ni, Co, W, Mo, Pb, Mn): в прибрежной зоне их содержание в осадках минимальное. По мере перемещения в пелагическую область содержания их возрастают у разных элементов по-разному. Cu, Ni, Mn обнаруживают постепенный рост концентрации по мере увеличения глубины океана. Так, содержание Cu от 0,0073 в осадках прибрежной зоны увеличивается до 0,0123 в переходной и к 0,0289% в пелагической; соответственно, Ni от 0,0081 через 0,0115 до 0,0219%. Co, Mo, Pb, W обнаруживают заметное увеличение концент-

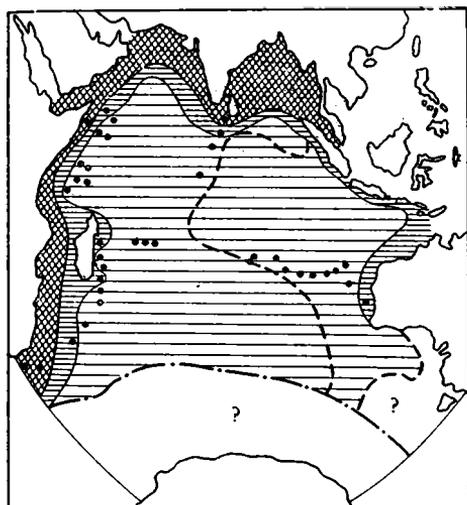


Фиг. 5. Распределение малых элементов в отложениях колонки 5315

раций лишь в осадках самой глубоководной станции 5315. При пересчете на бескарбонатное и бескремневое вещество отмеченная закономерность распределения малых элементов сохраняется. Данные о содержании в современных осадках Индийского океана Mn, Cu, Ni, Co, Zn (Bender, Schultz, 1969); Mn, Cu (Muller, 1967); V, Cr, Co, Ni, Mn (Landergren, 1964) показывают ту же закономерность в распределении малых элементов: концентрация Mn, Co, Ni, Cu увеличивается по мере удаления от прибрежной части океана к пелагической.

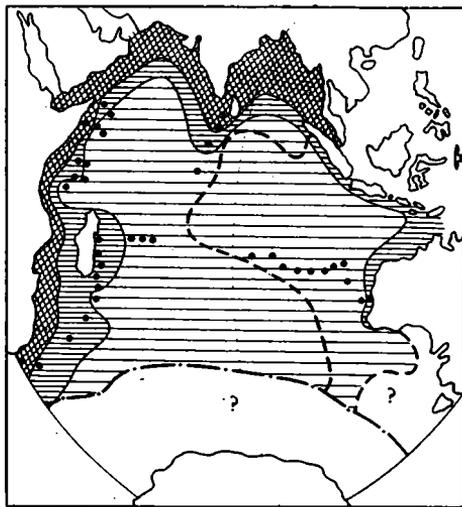
Обобщая имеющиеся данные, мы составили схематическую карту распределения Mn и Cu в поверхностных осадках Индийского океана (фигуры 6, 7). Распределение Mn по площади Индийского океана обнаруживает сравнительно узкую полосу прибрежного минимума с содержанием  $Mn < 0,1\%$ , затем следует широкая зона с содержанием Mn 0,1—0,50%, переходящая в большой пелагический максимум, расположенный в центральной части Индийского океана, где концентрация Mn 0,50—2,0%. Распределение в осадках Cu почти повторяет схему распределения Mn. На картах осадки восточной части Индийского океана больше обогащены Mn и Cu. Зона максимального обогащения пелагических илов Mn и Cu совпадает с областью отложений красных глубоководных глин. Вероятно, обогащение осадков этой области малыми элементами находится также под влиянием гидродинамических факторов, в частности сильного в этой области экваториального противотечения.

По отношению средних содержаний малых элементов в прибрежных глинистых илах станции 5309 и в глубоководных глинистых илах станции 5315 была высчитана степень обогащения малыми элементами пелагических илов Индийского океана и построен ряд подвижности этих элементов (табл. 3). По степени обогащения и степени подвижности изуча-



Фиг. 6. Схематическая карта распределения Mn в поверхностных осадках Индийского океана, %

1 — >0,5; 2 — 0,1—0,5; 3 — <0; граница отложения (Shott, 1955): 4 — красных глин, 5 — диатомовых илов



Фиг. 7. Схематическая карта распределения Cu в поверхностных осадках Индийского океана, 10<sup>-4</sup>%

1 — >200; 2 — 100—200; 3 — <100; граница отложения (Shott, 1955): 4 — красных глин, 5 — диатомовых илов

емые элементы можно распределить в таком порядке: Mo → Mn → Cu → Ni → Co → Pb → W. Степень обогащения и подвижность элементов уменьшаются слева направо — от 9 у Mo до 1,4 у W. За исключением V, Cr, Zn, Zr остальные 7 элементов в пелагических илах показывают ясное повышение концентраций по сравнению с глинистыми илами прибрежной зоны.

Таблица 3

Степень обогащения малыми элементами пелагических глинистых илов Индийского, Тихого и Атлантического океанов

Элементы	Прибрежные глинистые илы, станция 5309, 10 <sup>-4</sup> , % (А)	Пелагические илы, станции 5315, 10 <sup>-4</sup> , % (Б)	Б/А	Тихий* океан, Б/А	Атлантический* океан, Б/А
Mn	0,07	0,57	8,1	11,1	4,1
Cu	73	289	3,9	8,3	2,77
Ni	81	219	2,7	5,45	2,55
Co	17	44	2,2	8,5	2,93
Mo	4	35	8,9	26,0	9,0
W	13	24	1,4	—	—
Pb	16	41	2,56	5,5	2,25
V	96	95	0,99	1,0	1,07
Cr	94	72	0,77	0,78	0,86
Zn	118	116	0,98	2,11	1,37
Zr	168	171	1,01	1,0	0,82

\* По Н. М. Страхову (1968).

Н. М. Страхов и др. (1954) установили, что поведение элементов в процессе осадконакопления контролируется процессами механической дифференциации. При механическом разное поступающего в водоем материала тонкие коллоидные и субколлоидные частицы, наиболее богатые малыми элементами, выносятся в отдаленные от берега глубокие ча-

сти бассейна. Поэтому, как указывает Н. М. Страхов (1968), «пелагические илы вообще всех водоемов по своей природе не могут не быть обогащены Fe, Mn, Co, Ni, Cu и прочими элементами, по сравнению с прибрежными, более грубозернистыми» (стр. 107). Чем больше акватория бассейна и длительнее время переноса взвешенных частиц, тем больше возможностей для более тонкого фракционирования осадков и отчетливее обогащение пелагических илов Mn, Co, Ni, Mo и др. В больших по

Таблица 4

Соотношение площадей (км<sup>2</sup>) океанов и питающих их водоемов (Страхов и др., 1968)

Океан	Площадь океана, В	Водосбор океана, L	В/L	Скорость седиментации за 1000 лет, см
Атлантический	93363000	28002000	0,30	0,85—1,0
Индийский	84917000	7463000	0,09	0,5—0,6
Тихий	179679000	6925000	0,04	0,1—0,05

размеру водоемов на обогащение пелагических илов малыми элементами оказывает влияние также сорбция их гелями Fe(OH)<sup>+</sup><sub>3</sub> и Mn(OH)<sup>-</sup><sub>3</sub>, которые, благодаря очень малым размерам, заносятся движениями воды в самые отдаленные и глубокие части бассейна. Чем меньше скорость на-

Таблица 5

Среднее содержание малых элементов в пелагических илах Индийского, Тихого и Атлантического океанов

Элемент*	Тихий (Wedepohl, 1960)	Индийский	Атлантический (Wedepohl, 1960)
Cu	400	289	130
Ni	300	219	140
Co	110	44	38
Mo	46	35	9
Pb	110	41	45
Zn	200	116	130
V	130	95	140
Cr	78	72	86
W	—	24	—
Zr	—	171	130
Mn	0,67	0,57	0,40

\* Содержание всех элементов, кроме Mn, в 10<sup>-4</sup> %; Mn—%.

копления осадков и больше акватория бассейна, тем большее влияние оказывает этот процесс на обогащение пелагических илов океанов малыми элементами. Н. М. Страхов (1965, 1968) показал, что по мере роста акватории поступление на единицу площади терригенного материала прогрессивно убывает от Атлантического океана к Тихому. Скорость осадконакопления уменьшается в этом же направлении (табл. 4).

Индийский океан занимает среднее положение между Атлантическим и Тихим по количеству поступающего на единицу площади терригенного материала, величине бассейна и скорости седиментации. По обогащению малыми элементами пелагические илы Индийского океана также занимают среднее положение между илами Тихого и Атлантического океанов. В табл. 5 приведены данные по содержанию малых элементов в пелагических илах трех океанов, которые свидетельствуют о том, что содержание Cu, Ni, Mo, Mn, Co в пелагических илах Индийского океана выше чем в илах Атлантического и ниже по сравнению с пелагическими илами Тихого океана. Исключение составляет Pb.

Известно, что распределение элементов в осадках бассейнов седиментаций зависит от форм миграции элементов в речных водоемах и их геохимической подвижности (Страхов, 1962).

По степени подвижности (интенсивности выноса) в корях выветривания влажных тропиков и субтропиков Н. А. Лисицина выделяет следую-

щие группы элементов: 1) подвижные — Mn, Co, Ni, Cu, Zn; 2) малоподвижные и устойчивые — Cr, V, Zr, Ga.

Все элементы в условиях влажных тропиков и субтропиков выносятся интенсивнее, чем в умеренной гумидной зоне, и формы их миграции отличаются от форм миграции элементов в водах умеренной зоны. Исследование природных вод во влажных субтропиках Батумского побережья (Лисицина, Глаголева, 1968) показали, что Co, Ni, Cu мигрируют преимущественно в растворе и в составе тонкой коллоидной и субколлоидной частей взвеси. Преобладающая форма миграции Mn здесь — взвешенная, аморфно-коллоидно-гидроокисная.

Таблица 6

Содержание малых элементов в размерных фракциях осадков станции 5310 ( $10^{-4}$  %)

Номер образца	Глубина, см	Фракция, мм	V	Cr	Ni	Co	Cu
5	56—64	<0,001	0,0132	0,0082	0,0065	0,0010	0,0500
5	56—64	0,01—0,001	0,0125	0,0094	0,0050	0,0005	0,0200
91	80—88	<0,001	0,0145	0,0091	0,0060	0,0008	0,0400
91	80—88	0,01—0,001	0,0125	0,0094	0,0050	0,0005	0,0200
8	117—129	<0,001	0,0158	0,0118	0,0068	0,0016	>0,0500
8	117—129	0,01—0,001	0,0150	0,0099	0,0047	0,0010	0,0450
9	140—150	<0,001	0,0120	0,0111	0,0055	0,0012	0,0350
9	140—150	0,01—0,001	0,0115	0,0092	0,0044	0,0008	0,0170
12	170—183	<0,001	0,0120	0,0096	0,0058	0,0008	0,0330
12	170—183	0,01—0,001	0,0115	0,0096	0,0046	0,0008	0,0170
16	205—212	<0,001	0,0142	0,0104	0,0076	0,0014	>0,0500
16	205—212	0,01—0,001	0,0100	0,0084	0,0056	0,0012	0,0330
21	250—260	<0,001	0,0135	0,0090	0,0060	0,0009	0,0400
21	250—260	0,01—0,001	0,0105	0,0074	0,0032	0,0005	0,0100
26	400—410	<0,001	0,0107	0,0107	0,0062	0,0008	>0,0500
26	400—410	0,01—0,001	0,0108	0,0092	0,0040	0,0005	0,0450
99	419—430	<0,001	0,0137	0,0122	0,0078	0,0014	>>0,0500
99	419—430	0,01—0,001	0,0130	0,0108	0,0058	0,0007	>0,0500
101	450—465	<0,001	0,0178	0,0136	0,0070	0,0016	0,0600
101	450—465	0,01—0,001	0,0138	0,0096	0,0048	0,0010	0,0200

V и Cr частично мигрируют в растворе, но главным образом во взвеси, в труднорастворимой ее части (магнетит, глинистые минералы и т. д.).

Источником осадочного материала южнее о. Цейлон, где собраны изучаемые осадки, являются коры выветривания влажных тропиков Цейлона, полуострова Индостан и Индокитай. Интенсивно выносимые из элювия подвижные элементы — Mn, Co, Ni и, вероятно, Mo, Pb, W, мигрирующие в природных материковых водах преимущественно в растворе и в виде коллоидной и субколлоидной взвесей, согласно закону механической дифференциации, поступают в самые отдаленные от берега части Индийского океана, обогащая пелагические илы этими микроэлементами.

Как показывают наши данные, повышенные содержания W, Mo приурочены к песчано-алевритовым известковым осадкам прибрежной зоны и тонкодисперсным глинистым пелагическим илам. В первом случае поступление W, Mo в океан связано с поступлением пубообломочного материала, богатого рудными железистыми минералами; во втором — поступление W, Mo связано с поступлением его в океан в составе тонкой коллоидной взвеси, возможно, в растворимой форме.

Исследования по формам миграции Zr в природных водах нам неизвестны. По установленным взглядам этот элемент малоподвижный в гипергенных условиях и представлен минералами, исключительно устойчивыми к выветриванию. В последнее время появляются работы, опровергающие это утверждение (Дегенхард, 1959; Хохлов, Сандалов, 1964; Глаголева, 1971).

V, Cr, Zr, мигрирующие в природных водах главным образом в составе грубой части взвеси, не показывают увеличения концентрации в осадках пелагической зоны. Содержания Cr, V, Zr в глинистых илах прибрежной и пелагической зон близкие. Присутствие заметных количеств V, Cr в пелагических илах позволяет допустить, что в зоне влажных тропиков наряду с основной формой переноса в составе грубой взвеси некоторое место принадлежит миграции в виде коллоидной взвеси и в растворенной форме.

Данные спектрального, количественного анализа подтверждают выказанное предположение (табл. 6). К сожалению, недостаточное количество материала не позволило определить содержание малых элементов в гранулометрическом спектре осадков. Пришлось ограничиться определением Cu, Ni, V, Cr, Co только во фракциях  $<0,001$  и  $0,01-0,001$  мм (10 образцов, станция 5310). Данные табл. 6 показывают, что значительное количество V, Cr поступает в Индийский океан во фракции  $<0,001$  мм, т. е. в составе тонкой пелитовой части взвеси. К этой же тонкодисперсной глинистой фракции в осадках Индийского океана приурочено основное количество Ni и особенно Co, Cu. Высокое содержание Cu во фракции  $<0,001$  мм прибрежной станции 5310, равное  $0,0300-0,0600\%$ , тождественно количеству Cu в пелагических илах глубоководной станции 5315, которые представлены тонкими радиолярными илами. Это еще раз подчеркивает, что обогащение пелагических илов Индийского океана Cu, Ni, Co, Mo, W, Pb, Mn определяется главным образом механизмом процесса седиментации.

**Заключение.** 1. По содержанию и степени обогащения Cu, Ni, Co, W, Mo, Mn пелагические глинистые илы Индийского океана занимают промежуточное положение между илами Тихого и Атлантического океанов.

2. Подтверждается установленная Н. М. Страховым закономерность, по которой концентрация Mn, Cu, Ni, Co, W, Mo, Pb и других малых элементов в пелагических океанических осадках прямо пропорциональна акватории бассейна и обратно пропорциональна скорости осадконакопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Литол. и полез. ископ., 1965, № 5.
- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Текстурные особенности железо-марганцевых конкреций Тихого океана и их минеральный состав. В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
- Бусев А. И., Ивановтин М. И. Потенциометрическое определение меди при помощи диэтилдитиофосфата никеля. Ж. аналит. химии, 1956, т. XI, вып. 5.
- Глаголева М. А. Цирконий в современных осадках Черного моря. Докл. АН СССР, т. 193, № 1, 1971.
- Дегенхардт Х. О. О геохимическом распределении Zr в литосфере.— В сб.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Дедков Ю. М., Корсакова Н. В. Спектрофотометрическое определение циркония в природных объектах при помощи реагентов пикрамина-«Р».— В сб.: Методы химического анализа и химический состав минералов. М., «Наука», 1967.
- Залманзон Э. С. Методы определения малых элементов. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Книпович Ю. Н. Анализ минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Лисицина Н. А., Глаголева М. А. К геохимии кор выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа. В кн.: Кора выветривания, вып. 10. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литол. и полез. ископ., 1965, № 4.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калининко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.

- Хахлов В. В., Санданов И. В. Распределение Ti и Zr в нижнекаменноугольных породах и коре выветривания Томского района. Изд-во Томского ун-та, 1964.
- Bender L., Shultz C. The distribution of trace metals in cores from a traverse across the Indian Ocean. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 33, No. 2, 1969.
- Goldberg E. D., Arrenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. et Cosmochim. acta*, v. 13, No 1/2, 1958.
- Landergrén S. On the geochemistry of deep-sea sediments. In: Reports of the Swedish Deep-sea Expedition, 1947—1948, v. 10, fasc. 4, Göteborg, 1964.
- Müller G. The HCl soluble Iron, Manganese, and copper contents of recent Indian Ocean. Sediments off the Eastern coast of Somalia. *Mineralium Deposits*, v. 2, No. 1, 1967.
- Turekian K. K., Imbree John. The distribution of trace elements in deep sea sediments of the Atlantic Ocean. *Earth Planet, Sci. Lett.*, No 1, 1966.
- Turekian K. K. Deep-sea deposits of barium, cobalt and silver. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, No. 6, 1968.
- Wedepohl K. H. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 18, No. 3/4, 1960.
- Young E. I. Spectrographic data on cores from the Pacific Ocean and the Gulf of Mexico. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 32, No. 4, 1968.
- Shott W. Deep-sea sediments of Indian Ocean. Recent Marine Sediments. The Society of economic palenotologists and mineralogists. Special publication, No. 4, Oklahoma, USA, 1955.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
18.V.1970

УДК 549.551.35 (262.5)

## **К МИНЕРАЛОГИИ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ**

*Г. Ю. БУТУЗОВА*

На основании изучения терригенного материала алевритовой фракции черноморских осадков проведено схематическое минералогическое районирование бассейна Черного моря. Выделены 4 основные терригенно-минералогические провинции, характеризующиеся специфическими минерально-петрографическими комплексами, связанными с определенными питающими участками суши: восток-юго-восточная, западная, северная, центральная.

Несмотря на то, что исследование Черного моря началось еще в конце XIX в. и в настоящее время имеются многочисленные работы, касающиеся не только отдельных, частных вопросов, но и общегеологических, литологических и геохимических особенностей черноморской седиментации, терригенная минералогия осадков Черного моря практически не изучена.

Не считая работы В. П. Маслова (1929), где распространение отдельных минералов было изучено на очень небольшом материале в отдельных пробах в нескольких точках моря, в литературе, по сути дела, отсутствуют данные по составу и площадному распределению терригенных компонентов глубоководных черноморских осадков — минералов тяжелой и легкой фракции.

Цель данной работы — изучение состава терригенного материала, поступающего в бассейн с суши, установление общих закономерностей размещения его в поверхностном слое осадков на площади моря, выяснение связи с питающими областями, определение роли вулканогенного фактора в формировании черноморских осадков. Все это в конечном итоге будет способствовать интерпретации геохимических особенностей распределения отдельных элементов в осадках, установлению их связей с определенными петрографо-минералогическими типами илов. В целом нужно отметить крайнюю сложность, многокомпонентность петрографического и минерального составов обломочного материала, поступающего в Черное море с суши, что связано прежде всего со сложным геологическим и петрографическим строением питающих провинций и большими размерами водосборных площадей.

Относительно небольшая площадь водоема (500 000 км<sup>2</sup>) и сложные движения морской воды способствуют активному перемешиванию материала, поступающего из разных источников, сглаживанию разницы в процентном содержании отдельных минералов, выравниванию минерального состава. Несмотря на это существенные различия в геологическом и геоморфологическом строении отдельных участков водосборных площадей, а также большое разнообразие петрографического состава слагающих их пород дает возможность составить схему распределения акцессорных минералов и минерально-петрографических комплексов основных терригенных компонентов осадка на площади моря, отражающую связь

с определенными областями питания, т. е. выделить основные терригенно-минералогические провинции и таким образом провести схематическое минералогическое районирование Черноморского бассейна.

К сожалению, пока отсутствуют данные о гранулометрии черноморских илов, количественном распределении на площади моря отдельных фракций осадка. В целом можно отметить широкое развитие тонкозернистых глинистых и глинисто-карбонатных илов с очень небольшой примесью алевритовых и тем более песчаных частиц, что крайне затрудняет изучение терригенной минералогии осадков поверхностного слоя. Учитывая это, основному минералогическому исследованию подвергали фракцию 0,05—0,01 мм, встречающуюся в достаточных количествах практически во всех типах черноморских илов, включая широко распространенные тонкозернистые глубоководные осадки. Более крупные фракции присутствуют далеко не во всех пробах и обычно в количествах, совершенно недостаточных для их подробного изучения. Тем не менее там, где было возможно, они просматривались. Всего под микроскопом было проанализировано 243 фракции из 153 проб черноморских илов.

Фракция >0,1 мм кислородной зоны представлена в основном известковыми раковинами и их обломками. В сероводородной зоне преобладающим компонентом этой фракции является органическое вещество, среди которого господствует наземная растительная органика. Это обломки древесины, часто с остатками смолы, и гумусовые коломорфные хлопья, большая часть которых в той или иной степени пиритизирована; широко развита также кутикула — обрывки тканей листа. В подчиненном количестве присутствуют споры, пыльца и морская органика: обрывки водорослей, крупные диатомовые, редкие спикулы губок и фосфатизированные косточки рыб. Среди минеральных частиц в этой фракции наиболее обычны листочки различных слюд: мусковита, хлорита, реже биотита, серицита; единично встречаются пирокластические частицы: вулканическое стекло, обломки эффузивов, что особенно характерно, как будет показано дальше, для осадков юго-восточной части моря; в виде единичных в песчаную фракцию попадают зерна тяжелых минералов, главным образом моноклинные пироксены. Алевритовая фракция имеет значительно более разнообразный состав, существенно различный в разных участках моря. В составе легкой подфракции выделены обломки эффузивных пород: базальтов, андезитов, риолитов, порфириров, свежих, малоизмененных и в разной степени разложившихся, выветрелых, хлоритизированных; обломки осадочных и метаморфизованных пород, главным образом глинистых и кремнистых сланцев; трудноопределимые обломки пород или минералов; вулканические стекла (чистые, бесцветные, остроугольные частицы — типичная пирокластика, полупрозрачные бурые и зеленовато-бурые и измененные, выветрелые обломки вулканических стекол); кварц, ортоклаз, микролин, плагиоклазы, мусковит, хлорит, глаукоцит. Распределение этих компонентов в поверхностном слое осадков неравномерно. При этом наблюдается четкая зависимость от петрографического состава пород питающих провинций. Особенно четко выделяется юго-восточная часть моря, осадки которой характеризуются полимиктовым составом легкой фракции и значительным развитием вулканогенного материала.

Максимальное содержание вулканогенных компонентов наблюдается в осадках самой южной, прибрежной части восточной половины моря. Кроме обломков различных вулканогенных пород в этой зоне широко развиты пирокластические частицы, представленные обломками вулканического стекла (бесцветного, чистого, изотропного, совершенно неизмененного) с  $N = 1,492—1,495$ , что соответствует содержанию в стекле 70—75%  $\text{SiO}_2$ . Частицы имеют остроугольную форму, какие бы то ни было следы окатанности и перемыва полностью отсутствуют. В вулканическом стекле наблюдаются газовые пустоты вытянутой, иногда округлой

формы, часть которых выполнена изотропным зеленым хлоритоподобным веществом. Обломки вулканических пород в осадках этой зоны неоднородны по степени измененности и составу. Широко распространены угловато-окатанные частицы молодых свежих эффузивных пород, представленные обычно обломками основной стекловатой массы с отдельными микролитами плагиоклазов. Наряду с бесцветными вулканическими стеклами встречаются окрашенные бурые. Имеются участки, где виден начальный процесс раскристаллизации основной стекловатой массы. Кроме свежих, молодых эффузивов осадки содержат обломки измененных эффузивных пород, причем можно наблюдать в разной степени измененные породы — переходные от свежих к полностью разложенным, трудноопределимым зернам; особенно широко развиты обломки хлоритизированных эффузивов. Некоторые зерна сохраняют реликты риолитовой, реже порфиритовой структуры.

Среди обломков пород в подчиненном количестве встречаются тонкозернистые осадочные, кремнистые, иногда трудноопределимые породы. Обломки пород в осадках этой зоны составляют 40—60% алевритовой фракции, пирокластические частицы вулканического стекла до 15%, реже 25%.

Среди минеральных компонентов широко развит кварц (20—40%), полевые шпаты (до 10%), среди которых резко преобладают калиевые разновидности. Полевые шпаты, как правило, изменены — пелитизированы и хлоритизированы. Плагиоклазы развиты очень незначительно. Они более свежие по сравнению с калиевыми полевыми шпатами, часто имеют двойниковую структуру, иногда по ним развивается эпидот или кальцит. До 15% фракции составляют различные слюды, среди которых преобладают листочки мусковита (неправильной формы, чистые, прозрачные, иногда с включениями рудных частиц и иголочек рутила).

В северном и северо-западном направлениях постепенно происходит заметное сокращение в осадках вулканогенного материала. В глубоководных осадках восточной половины моря пирокластические частицы составляют не более 3—4% легкой фракции, а среди обломков пород, наиболее широко развитых в прибрежных районах, наряду с разложенными эффузивами ведущее значение приобретают различные глинистые сланцы и кремнистые породы. В сумме вулканогенный материал в этих осадках составляет не более 10—15% легкой фракции. Еще севернее, в направлении Северо-Кавказского побережья, вулканогенный материал — обломки пород и пирокластика — из осадков практически исчезают.

Среди обломков преобладает сложный комплекс осадочных и слабо-метаморфизованных тонкозернистых пород — различных глинистых сланцев (хлоритизированных, серицитизированных, ожелезненных). Более развиты хлоритизированные породы. В сумме содержание обломков пород в этой зоне составляет 50—70%. Обломки измененных эффузивов и пирокластика в осадках этой зоны встречаются в виде единичных частиц.

Основные минеральные компоненты — кварц и калиевые полевые шпаты (примерно в равных соотношениях). Последние, обычно выветрелые, пелитизированы, серицитизированы, хлоритизированы. В подчиненном количестве — листочки мусковита, единично плагиоклазы, переотложенный глауконит (бурые, окисленные, окатанные зерна).

Осадки юго-западной, северо-западной, центральной и северо-восточной части Черноморского бассейна отличаются более простым составом легкой фракции. Переход между зонами, естественно, постепенный, так как при формировании состава осадков происходит смешение материала, поступающего из разных источников.

Всюду преобладает кварц. В центральной и северо-восточной частях моря широко развиты калиевые полевые шпаты (чистые, малоизмененные, разложенные, замещенные пелитом, хлоритом, серицитом).

В отдельных образцах содержание калиевых полевых шпатов достигает 30—35%; в виде незначительной примеси в осадках этих районов встречаются обломки тонкозернистых осадочных пород, листочки мусковита, редкие зерна переотложенного глауконита, единично — обломки эффузивов и пирокластита.

В западных и северо-западных частях бассейна резко преобладает кварц, который составляет 80—95% легкой фракции; в виде небольшой примеси присутствуют калиевые полевые шпаты и мусковит, причем на юго-западе шире, чем в остальных участках моря, развит мусковит; здесь кварц — основной минерал в мелкоалевритовой фракции (0,05—0,01 мм), а в крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) заметно преобладает мусковит.

В тяжелой фракции черноморских осадков обнаружен большой набор минералов, среди которых наиболее широко распространены пироксены, амфиболы, рудные, главным образом аутигенные сульфиды, которые при подсчете процентный содержания не учитывались, группа эпидота — цоизита и устойчивые минералы — гранат, циркон.

Среди аксессуарных минералов распространены турмалин, апатит, рутил, анатаз, брукит, дистен, ставролит, силлиманит, пикотит, монацит, корунд. Количественные соотношения отдельных минералов в осадках разных участков моря существенно различны, что определяется, как будет показано ниже, прежде всего петрографическим составом размываемых пород и хорошо согласуется с распределением петрографо-минеральных компонентов легкой фракции.

Среди изученных минералов пироксены, гранат, циркон и группа дистен — ставролит — силлиманит наиболее четко тяготеют к определенным участкам морского дна, определяя тем самым источники питания и характеризуя определенные терригенно-минералогические провинции. Остальные минералы либо встречаются в осадках спорадически и в очень незначительных количествах, недостаточных для того, чтобы уловить связь с питающими провинциями (например, апатит, турмалин, корунд, пикотит), либо достаточно широко и сравнительно равномерно рассеяны по площади моря.

Широко распространены амфиболы, которые благодаря пластинчатому строению обладают большой плавучестью и, легко перемещаясь из одной зоны моря в другую, сглаживают тем самым разницу в процентном содержании их в различных осадках. Повсеместно и довольно равномерно распространены минералы группы эпидота — цоизита. Это связано, вероятно, с развитием их в широком спектре размываемых пород основных питающих провинций в различных кристаллических сланцах: хлоритовых, амфиболитовых, филлитах, амфиболитах, измененных эффузивах, эпидотизированных магматических породах и др.

Пироксены в осадках Черного моря распространены широко но неравномерно. Основная область их концентрации — восточные и юго-восточные районы моря, примыкающие к Кавказскому и Анатолийскому побережьям. В этой области моря моноклинные пироксены (авгит, диопсид) — основные минералы тяжелой подфракции мелкоалевритовой фракции, содержание их составляет 50—80% прозрачных минералов, причем максимальная концентрация пироксенов приурочена, как правило, к осадкам, протягивающимся вдоль Кавказского побережья. В крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) содержание этих минералов достигает 85—90%, а на остальной площади Черного моря не превышает 10%; особенно мало их (1—2%) в северо-западном районе. Гиперстен в виде единичных зерен распространен почти во всех пробах, причем в осадках с высоким содержанием моноклинных пироксенов количество его возрастает, но нигде не превышает 1—2% тяжелой фракции. Источники пироксенов — разновозрастные вулканогенные породы Кавказа и Малой Азии. Гранат в исследованном бассейне распространен довольно широко,

за исключением юго-восточного района моря, где в зоне развития вулкано-генных компонентов содержание его редко превышает 1%. Наиболее высокое содержание граната (20—30%, в отдельных образцах до 45% тяжелой фракции) отмечено в осадках периферической части моря в западном и юго-западном прибосфорском районе. В глубоководных осадках западной половины моря, а также в широкой полосе осадков, обрамляющих берега Крыма, гранат является также распространенным минералом тяжелой фракции и составляет 10—20% прозрачных минералов.

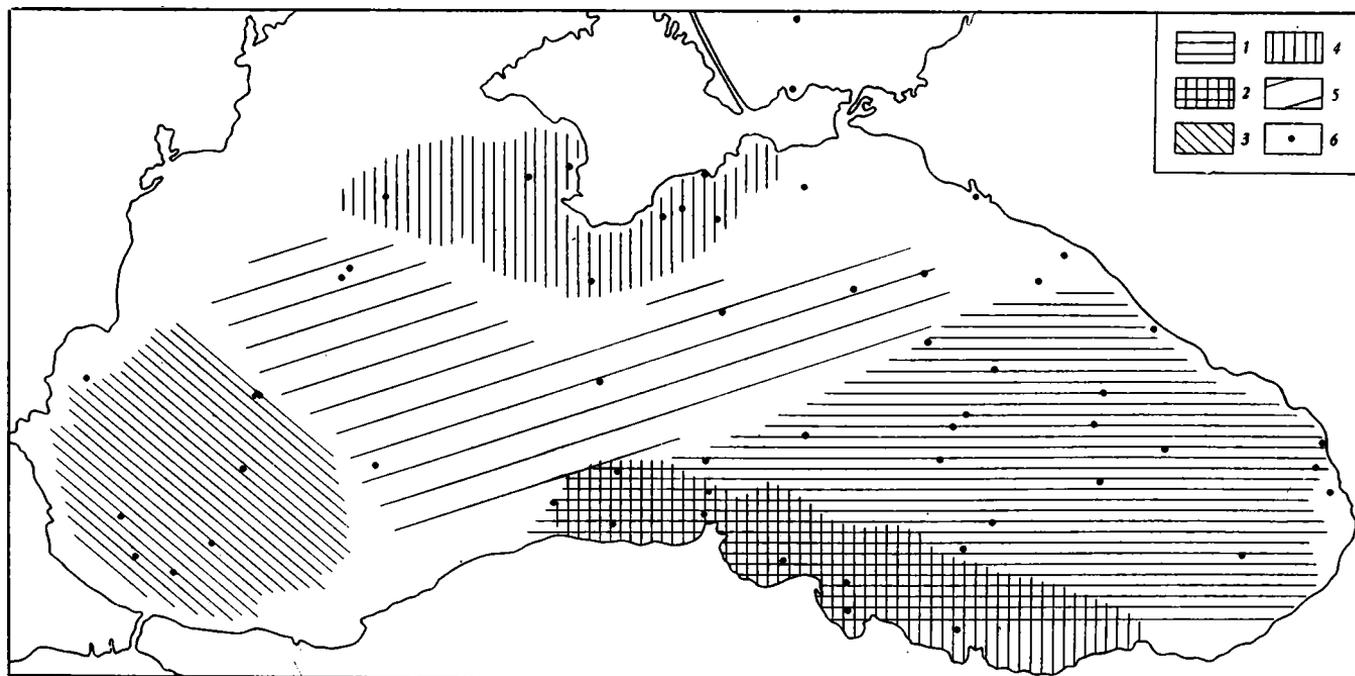
Отмечено широкое распространение граната (альмандина) в прибрежных осадках Придунайского района (Барковская, 1959). В осадках центральных областей его содержание заметно снижается до 5—10%.

Распределение циркона в черноморских осадках сходно с распределением граната. Однако наибольшее содержание его — 20—30%, а в отдельных пробах 40%, приурочено к прибрежной полосе осадков вдоль берегов Крыма. 10—20% циркона содержат осадки северо-западного мелководья, а также более узкие прибрежные районы западной части моря. Содержание циркона к центру моря снижается до 5—10%, а в юго-восточном районе концентрация его минимальна (5%).

Ближкий характер распределения имеют титансодержащие минералы (рутил, сфен, анатаз, брукит и трудноопределимые лейкоксенизированные зерна). Полоса максимальных содержаний этих минералов (10—15%) протягивается от берегов Крыма через северо-западную зону моря к прибрежным западным и юго-западным участкам дна. В южном и восточном направлении содержание титансодержащих минералов сокращается, достигая минимума (от 2—3% до единичных зерен) в юго-восточной части моря.

Для минеральной группы дистен — ставролит — силлиманит характерно отчетливое тяготение к осадкам северной полосы, протягивающейся вдоль берегов Крыма. Однако в отличие от граната и циркона полоса повышенных концентраций минералов группы дистен — ставролит — силлиманит (5—10%) протягивается в южном направлении, захватывая и более глубоководные осадки. В западной половине моря количества этих минералов сокращаются до 1—2%, а в восточной они встречаются в отдельных образцах в виде единичных зерен. Основным источником дистена, ставролита и силлиманита — молодые осадочные породы Русской платформы. Турмалин, апатит, пикотит распространены почти повсюду, но встречаются, как правило, в тяжелой фракции осадков в виде единичных зерен. Корунд встречается часто, но спорадически в виде единичных зерен в осадках юго-западных, юго-восточных и центральных участков моря.

Среди рудных, непрозрачных минералов в черноморских осадках резко преобладают аутигенные сульфиды Fe — 50—80%, а в отдельных пробах до 95—98% тяжелой фракции. Естественно, что при подсчете процентного содержания терригенных минералов тяжелой фракции аутигенные рудные минералы не учитывались. Проведенные исследования минерального состава тяжелой и легкой подфракции алевроитовой фракции черноморских осадков позволяют разделить бассейн Черного моря на четыре основные терригенно-минералогические провинции, характеризующиеся специфическими петрографо-минеральными комплексами, связанными с определенными питающими участками суши (фигура). Восток-юго-восточная провинция охватывает участки вдоль кавказского и восточной части малоазиатского побережий и примыкающие к ним глубоководные районы восточной половины моря; западная провинция протягивается от прибосфорской части моря к северо-западному мелководью и включает глубоководные участки западной половины моря; северная провинция охватывает районы, расположенные вдоль побережий Крыма и, возможно частично северо-западную, наименее



Терригенно-минералогические провинции Черного моря:

1 — восток-юго-восточная провинция; 2 — южная часть восток-юго-восточной провинции, максимально обогащенная пирокластическим материалом; 3 — западная провинция; 4 — северная провинция; 5 — центральная провинция; 6 — места взятия проб

изученную мелководную область; центральная провинция занимает центральные части бассейна и характеризуется смешанным характером петрографо-минерального состава, где характерные для каждой провинции минералы смешиваются в разных соотношениях, и существенные различия между краевыми провинциями стираются.

При разделении осадков Черного моря на четыре крупные терригенно-минералогические провинции четко проявляется связь минерально-петрографического состава алевритовой фракции осадков с петрографическим составом пород прибрежной полосы. При этом можно выделить ряд минералов-индикаторов, имеющих большое значение для выяснения путей миграции обломочного материала, источников его сноса. Для осадков Черного моря такими минералами является группа пироксенов, устойчивые минералы (главным образом гранат и циркон) и группа метаморфических минералов (дистен — ставролит — силлиманит).

Среди компонентов легкой фракции определяющими являются пирокластический материал, обломки пород, кварц, полевые шпаты. Минеральный комплекс восток-юго-восточной провинции характеризуется прежде всего резко полимиктовым составом легкой подфракции алевритовых фракций. Важно отметить, что единственный участок бассейна, где в сильной степени проявляется влияние современного вулканизма, — неширокая прибрежная полоса восток-юго-восточной провинции, расположенная вдоль Анатолийского побережья. В осадках этого участка, в отличие от остальных районов моря, широко развит пирокластический материал: вулканическое стекло, а также обломки свежих неизмененных эффузивных пород. В северном направлении содержание пирокластического материала быстро сокращается, и в легкой фракции основную роль играют обломки разнообразных по составу и степени выветрелости осадочных и метаморфизованных пород. Основные минералы тяжелой фракции осадков восточной провинции — моноклинные пироксены (авгит, диопсид). Помимо пироксенов широким развитием в осадках этой зоны пользуются амфиболы и прежде всего обыкновенная роговая обманка, реже базальтическая роговая обманка, глаукофан и тремолит; широко развиты также минералы группы эпидота — цоизита и хлорит. Более редки аксессуарные минералы: циркон, гранат, пикотит, единичные зерна дистена, рутила, брукита, корунда, апатита. Источник питания для этой зоны — разнообразные по петрографическому составу и возрасту породы Кавказа; на юго-востоке, в бассейне рек Рисна и Чороха это главным образом вулканогенно-осадочные образования юры и эоцена, причем комплексы пород, размываемых этими реками, несколько различны, о чем свидетельствует минеральный состав взвешенного материала. Взвесь обеих рек имеет ярко выраженный полимиктовый состав, однако материал, который несет р. Чорох, отличается значительно более широким развитием вулканогенных частиц по сравнению со взвесью р. Рион. Во взвеси р. Чорох преобладают обломки свежих, малоизмененных молодых эффузивов, обильна пирокластика; частицы калиевых полевых шпатов, как правило, свежие, малозатронутые процессами выветривания, много плагиоклазов. В составе взвеси р. Рион заметно возрастает содержание обломков осадочных и метаморфизованных пород, значительно измененных, хлоритизированных и ожелезненных эффузивов. Вулканическое стекло обычно в разной степени девитрифицировано (бурое, реже чистое, неизменное); калиевые полевые шпаты, как правило, изменены — серицитизированы, ожелезнены; несколько возрастает содержание кварца.

Область размыва для северо-восточной части восток-юго-восточной провинции — толща карбонатного и глинистого флиша юрского и мелового возраста. Основным поставщиком продуктов современного вулканизма (пирокластики и обломков молодых эффузивов) являются районы Анатолийского побережья.

Для осадков западной провинции характерно резкое преобладание в составе легкой фракции кварца (80—95%), в виде небольшой примеси присутствуют калиевые полевые шпаты и мусковит, причем последний развит в юго-западных частях моря шире, чем в остальных районах. В юго-западной прибосфорской части кварц — основной минерал в мелкоалевритовой фракции (0,05—0,01 мм), в крупноалевритовой фракции (0,1—0,05 мм) заметно преобладает мусковит. В минеральном комплексе западной провинции шире, чем в остальных районах моря, распространены гранат, широко распространены также обычные для всей площади моря минералы группы эпидота — цоизита и амфиболы. Среди амфиболов широко развиты удлинённые слабоокатанные зерна бледно-зеленой, почти бесцветной обыкновенной роговой обманки с очень малым углом погасания, что является характерной типоморфной особенностью роговой обманки, развитой в осадках западной провинции. Среди обычных для этой зоны аксессуарных минералов нужно отметить и титансодержащие: рутил, сфен, трудноопределимые лейкоксенизированные зерна, реже анатаз.

Важно, что для циркона, граната и титансодержащих минералов наблюдается четкая тенденция роста их содержания от более глубоководных осадков к прибрежным участкам морского дна.

В осадках западной провинции обычно присутствуют турмалин, апатит, а также менее характерные аксессуарные минералы: гиперстен, ставролит, дистен, корунд, пикотит. Содержание рудных непрозрачных минералов, представленных преимущественно аутигенными сульфидами, в западной провинции заметно ниже, чем в остальных районах моря.

Источник питания для этой провинции — комплекс разновозрастных пород сложного петрографического состава: известняки, сланцы, песчаники, разнообразные изверженные породы.

Минеральный комплекс северной провинции отличается прежде всего присутствием в осадках характерной ассоциации минералов — дистен — ставролит — силлиманит. Осадки этой зоны, особенно самой прибрежной ее части, характеризуются также максимальным для всего Черного моря содержанием циркона. В них отмечается и повышенное содержание граната, титансодержащих минералов; обычный минерал — турмалин. Пироксен в осадках северной провинции мало, в большом количестве присутствуют распространенная повсеместно роговая обманка и минералы группы эпидота — цоизита. В легкой подфракции доминирует кварц, довольно много калиевых полевых шпатов, отмечены также обломки пород, мусковит, хлорит, глауконит, единично — обломки эффузивов и пирокластिका.

Основным источником материала для осадков северной провинции служат породы Русской платформы, для осадочного покрова которой, как известно, характерна широко распространенная ассоциация кварц — дистен — ставролит — силлиманит. Одним из основных мощных поставщиков терригенного материала в этом районе моря является Дон, в бассейне которого широко развиты отложения Рg с высоким содержанием дистена, ставролита и силлиманита. Для аллювия Дона кроме перечисленных минералов характерны также повышенные содержания граната, циркона, рутила, турмалина (Невесский, 1967). Источник роговой обманки — роговообманковые сланцы, гнейсы и амфиболиты Приазовской кристаллической плиты.

Такие крупные водные артерии, как Днепр и Днестр нельзя рассматривать в качестве источников терригенного материала для осадков Черного моря, поскольку поставляют они в Черноморский бассейн главным образом растворенный и тонковзвешенный материал, а грубые частицы осаждаются в естественных отстойниках — лиманах. В северо-восточной части моря главный источник питания — Кубань, исследование взвеси которой показало, что в легкой фракции преобладают кварц, много поле-

вых шпатов, в подчиненном количестве — обломки эффузивов, глинистых сланцев, кремнистых пород.

В тяжелой фракции, не считая рудных, основные минералы — роговая обманка и эпидот, отмечено значительное содержание граната, из более редких минералов обнаружены циркон, рутил, сфен, единично брукит, турмалин, пироксены. Источником повышенных содержаний в прибрежных осадках северной зоны циркона и титансодержащих минералов являются, вероятно, осадочные породы Крымского полуострова, вдоль западного побережья которого, по М. Г. Барковской, имеются скопления песка с повышенным содержанием ильменита, циркона и рутила. В Придунайском районе также имеются концентраты ильменита, граната, рутила и циркона (Барковская, 1960).

Таким образом, при формировании осадков северной провинции происходит смешение материала из разных источников, главным образом из молодых осадочных пород Русской платформы, размываемого Кубанью северокавказского флиша Сг и Тг, и пород Крымского полуострова.

В осадках центральной провинции стираются индивидуальные черты минеральных комплексов краевых зон. Здесь развиты преимущественно тонкие глинисто-карбонатные и карбонатные илы с ничтожным содержанием алевритовых частиц и тяжелых минералов. В этих осадках отмечены почти все минеральные виды, характерные для всех провинций в разных, незакономерных соотношениях. Формирование осадков центральной провинции находится под контролем всех областей сноса; минеральные комплексы имеют смешанный характер.

Проведенное минералогическое районирование Черного моря — первый этап изучения терригенной минералогии черноморских осадков. Дальнейшее, более детальное исследование различных фракций на большем количестве проб с привлечением данных по типоморфным особенностям отдельных минералов позволит дать более подробную схему распределения терригенных минералов и, возможно, подразделить бассейн Черного моря на более мелкие терригенно-минералогические провинции.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барковская М. Г. Закономерности распределения обломочного материала в полосе пляжа Черного моря.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1959, вып. 4, № 24.
- Барковская М. Г. Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе советского побережья Черного моря.— Тр. Ин-та геологии и полезн. ископ. АН ЛатвССР, 1960, т. 6.
- Маслов В. П. Некоторые данные о минералогическом составе отложений дна Черного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1929, № 1, 2.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
18.VI.1970

УДК 550.4 : 553.068.3

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

*В. В. БУРКОВ, Е. К. ПОДПОРИНА*

Изучались нижнемезозойские коры выветривания гранитов Средней Азии (Кызылкумы, Зирабулакские горы) и Южного Урала. Количественными методами в пробах гранитов и продуктов их выветривания было определено содержание 14 редких элементов. Распределение редких элементов в профилях выветривания анализировалось с помощью изобъемного метода. Установлено, что по степени подвижности в корях выветривания редкие элементы образуют ряд:  $Sr > Be > TR_2O_3 > (Sc, Rb) > Cs > (Zr, Li) > Nb > Ga > Sn > Ta$ . Наиболее интенсивный и массовый вынос редких элементов из коры выветривания происходит на стадии образования зоны дезинтеграции. Установлено, что один из главных аккумуляторов редких элементов в корях выветривания — минералы глинистой фракции. В процессе выветривания происходит дифференциация ряда близких по свойствам редких и породообразующих элементов. Выделяются две главные группы месторождений редких элементов в корях выветривания: остаточные месторождения устойчивых в условиях выветривания минералов и собственно гипергенные месторождения, образующиеся в итоге интенсивного перераспределения редких элементов в толще коры и образования новых редкометаллических минералов.

В последние годы опубликованы данные о распределении в корях выветривания многих редких элементов (Horstman, 1957; Дегенхардт, 1959; Хардер, 1965; Hargriss, Adams, 1966; Ронов, Мигдисов, 1965; Ронов и др., 1967). Особенно детально изучено их поведение в корях выветривания основных пород (Лисицына, 1968). В этих и многих других работах содержатся ценные сведения, но в ряде случаев геохимические выводы противоречивы и не всегда обоснованы достаточно представительным фактическим материалом. К тому же в большинстве работ анализ распределения элементов в профилях выветривания основывается на сопоставлении их процентных содержащий без учета эволюции объемного веса породы. Это может привести к существенным ошибкам в определении подвижности элементов при выветривании.

Имеющиеся материалы характеризуют преимущественно коры выветривания ультрабазитов и основных пород, а данных о редких элементах в корях выветривания гранитов очень мало, хотя именно с ними связаны многие промышленные редкометаллические месторождения.

В связи с этим в ИМГРЭ были начаты работы по изучению кор выветривания гранитов, а затем и других пород в разных районах СССР, в том числе на Южном Урале и в Средней Азии. Отдельные результаты этих работ публиковались (Бурков, Подпорина, 1967; Бурков, Пятнов, 1969; Подпорина, 1968, 1970).

В Средней Азии изучались нижнемезозойские коры выветривания палеозойских биотитовых гранитов у Айтыма (Кызылкумы), Карнаба и Кырк-Булака (Зирабулакские горы) и гранодиоритов у Аяк-Бокали (Кызылкумы). В их разрезах (15—20 м, максимум до 40 м) фиксируются

Содержания и коэффициенты устойчивости ( $K_y$ ) редких элементов в корях выветривания у индекса элемента—

Разрез	Зона	Объемный вес	Li (172)		Rb (172)		Cs (56)		Sr (144)	
			$\bar{x}$	$K_y$	$\bar{x}$	$K_y$	$\bar{x}$	$K_y$	$\bar{x}$	$K_y$
1	Г	2,20	77 (11)	—	530 (11)	—	—	—	467 (11)	—
	ЗД	1,85	64 (8)	0,80	286 (8)	0,54	—	—	190 (8)	0,41
	КЗ	1,70	58 (20)	0,75	319 (20)	0,60	—	—	217 (17)	0,46
2	Г	2,20	150 (4)	—	655 (4)	—	—	—	309 (4)	—
	ЗД	1,80	118 (3)	0,79	353 (3)	0,54	—	—	114 (3)	0,37
	КЗ	1,70	207 (7)	1,38	493 (7)	0,75	—	—	247 (7)	0,80
3	Г	2,20	100 (4)	—	594 (4)	—	—	—	430 (5)	—
	ЗД	1,85	48 (4)	0,48	419 (4)	0,71	—	—	324 (3)	0,75
	КЗ	1,70	70 (8)	0,70	359 (8)	0,61	—	—	138 (8)	0,32
4	Гр	2,10	55 (4)	—	110 (4)	—	—	—	1496 (4)	—
	КЗ	1,60	29 (6)	0,53	107 (6)	0,97	—	—	442 (6)	0,10
5	Г	2,40	37 (3)	—	628 (3)	—	14,1 (3)	—	232 (3)	—
	КЗ	1,65	24 (3)	0,65	320 (3)	0,51	12,3 (4)	0,87	49 (3)	0,21
6	Г	2,48	153 (7)	—	557 (7)	—	57,0 (7)	—	506 (1)	—
	ЗД	1,90	109 (1)	0,68	482 (1)	0,87	40,0 (1)	0,70	475 (1)	0,94
	КЗ	1,65	142 (20)	0,89	383 (20)	0,69	45,0 (20)	0,79	273 (5)	0,54
7	Г	2,40	31 (3)	—	61 (3)	—	—	—	660 (2)	—
	ЗД	1,80	22 (6)	0,70	42 (6)	0,69	—	—	213 (6)	0,32
	КЗ	1,60	19 (6)	0,63	50 (6)	0,83	—	—	184 (6)	0,28
8	Г	2,20	43 (3)	—	474 (3)	—	24,0 (3)	—	384 (4)	—
	ЗД	1,90	47 (1)	1,08	250 (1)	0,53	18,0 (1)	0,75	171 (1)	0,45
	КЗ	1,68	27 (9)	0,63	407 (9)	0,86	16,0 (9)	0,67	193 (9)	0,5
9	Г	2,35	72 (5)	—	488 (5)	—	43,0 (3)	—	472 (2)	—
	КЗ	1,70	66 (4)	0,92	342 (4)	0,70	39,0 (5)	0,91	230 (3)	0,48
10	Г	2,32	120 (7)	—	205 (7)	—	—	—	227 (6)	—
	ЗД	1,90	148 (5)	1,23	226 (5)	1,10	—	—	235 (5)	1,05
	КЗ	1,70	95 (13)	0,79	178 (13)	0,87	—	—	100 (11)	0,44

Разрезы: 1—4—Средняя Азия (1—Айтым, 2—Кырк-Булак, 3—Карнаб, 4—Аяк-Божали); 5—10—Урал (5—Верхняя Ушкота, 6—Шота, 7—Аралча, 8—Кашинсай, 9—Талдысай, 10—Астафьевка). Зоны (здесь и в таблицах 2,4, 5): Г, Гр—неизмененных гранитов и гранодиоритов, ЗД—дезинтеграции, КЗ—каолиновая. Проверка в графе содержания элемент в данном разрезе не определялся или его содержания ниже предела чувствительности аналитического метода.

зоны дезинтеграции и каолининовая. Гидрослюды в небольшом количестве отмечены в зоне дезинтеграции. Геологическая характеристика этих кор выветривания хорошо известна (Кузнецов и др., 1959).

На Южном Урале изучены нижнемезозойские коры выветривания биотитовых, реже двуслюдяных гранитов Шотинского, Верхне-Ушкотинского, Кашинсайского, Аралчинского и других палеозойских массивов. В разрезах кор (до 50 м) выделяются зоны дезинтеграции, гидрослюдисто-каолининовая и каолининовая. Их геология также хорошо известна (Разумова, Черняховский, 1963).

Пробы (1,0—1,5 кг) из разрезов отбирались через 2—3 м. Выделение зон контролировалось термическим и рентгеноструктурными анализами глинистых фракций (В. А. Ерошев-Шак, ГИН; Н. С. Горохова, ИМГРЭ). В самих пробах, а также в выделенных из них глинистых фракциях, полевых шпатах, слюдах и других минералах количественными методами было определено содержание редких и породообразующих элементов.

Химическим методом определялись Nb, Ta, Ge. Осадки  $TR_2O_3$  выделялись оксалатным методом с последующей рентгеноспектральной расшивкой состава лантаноидов. Фотометрирование пламени применено для определения Li, Rb, Cs, Sr, количественный спектральный анализ — Be, V, Zr, Sc, Ga, Sn. Анализы выполняли сотрудники соответствующих

гранитов ( $\bar{x}$ —среднее содержание элемента, г/м<sup>3</sup>, в скобках—число анализов, в скобках общее число анализов)

Be (124)		B (123)		Zr (151)		Sc (91)		Sn (46)		Ga (30)	
$\bar{x}$	$K_y$										
26 (11)	—	64 (10)	—	131 (16)	—	16,7 (19)	—	19,1 (7)	—	—	—
12,0 (6)	0,46	29 (20)	0,45	81 (9)	0,62	17,5 (14)	1,05	25,2 (8)	0,31	—	—
6,5 (22)	0,25	71 (20)	1,10	61 (28)	0,47	12,0 (26)	0,72	20,0 (10)	1,05	—	—
22,0 (3)	—	290 (4)	—	77 (3)	—	—	—	17,4 (2)	—	—	—
11,2 (4)	0,50	524 (4)	1,80	52 (3)	0,67	—	—	13,4 (2)	0,77	—	—
9,4 (7)	0,43	335 (7)	1,15	20 (7)	0,26	—	—	19,6 (4)	1,12	—	—
14,0 (5)	—	139 (4)	—	68 (4)	—	13,1 (5)	—	20,2 (4)	—	—	—
9,0 (3)	0,64	99 (3)	0,70	30 (3)	0,44	8,7 (3)	0,67	14,4 (4)	0,71	—	—
6,0 (7)	0,43	220 (8)	1,58	35 (8)	0,52	8,3 (9)	0,63	17,0 (5)	0,84	—	—
4,4 (5)	—	—	—	27 (4)	—	16,1 (5)	—	—	—	—	—
3,0 (8)	0,68	—	—	48 (1)	1,8	13,5 (10)	0,84	—	—	—	—
43,7 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19,2 (2)	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,9 (2)	—	915 (3)	—	471 (7)	—	—	—	—	—	42 (3)	—
5,7 (2)	0,82	760 (2)	0,83	400 (3)	0,85	—	—	—	—	38 (3)	0,90
4,9 (10)	0,71	624 (10)	0,68	353 (21)	0,75	—	—	—	—	38 (8)	0,90
8,4 (2)	—	920 (3)	—	231 (2)	—	—	—	—	—	30 (2)	—
5,4 (3)	0,64	540 (4)	0,59	213 (6)	0,92	—	—	—	—	28 (3)	0,93
5,0 (6)	0,59	662 (7)	0,72	218 (6)	0,94	—	—	—	—	26 (6)	0,87
8,6 (4)	—	440 (4)	—	221 (4)	—	—	—	—	—	60 (3)	—
5,7 (1)	0,67	190 (1)	0,43	190 (1)	0,86	—	—	—	—	50 (1)	0,89
5,2 (9)	0,60	327 (9)	0,74	189 (9)	0,86	—	—	—	—	55 (9)	0,90
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

лабораторий ИМГРЭ и Бронницкой ГПП ИМГРЭ под руководством В. С. Салтыковой, Е. А. Фабриковой, Л. Г. Логиновой, Р. Л. Баринского, И. А. Блюма, Л. П. Гульбы.

Для выяснения минералогического состава гранитов и их кор выветривания в ИМГРЭ (К. Н. Данилова) и ЦГЭ ИМГРЭ (лаборатория Б. А. Гринберг) изучено около 50 проб по 10—15 кг. Их готовили к анализу по принятой в ИМГРЭ методике (Ляхович, Туровский, 1968) с добавлением операции по обесшламливанию в конусах. Авторы благодарят всех перечисленных товарищей за большую аналитическую работу.

Рассмотрим некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания, их подвижности при выветривании, дифференциации и аккумуляции глинистыми минералами.

О подвижности элементов при выветривании можно косвенным образом судить по их миграционной подвижности в поверхностных водах (Глаголева, 1959; Перельман, Батулин, 1962). Однако более надежно и показательно определение степени подвижности прямым методом, т. е. путем сопоставления их содержаний в коренных породах и разных зонах коры выветривания, с применением изообъемного метода. В этом случае подвижность элемента оценивается по значению его коэффициента устойчивости в коре выветривания  $K_y$ , который равен отношению абсолютной массы элемента в данной, обычно наиболее измененной, зоне коры к его абсолютной массе в исходной породе. Для изучения малых элементов этот метод впервые применила Н. А. Лисицына (1966).

В табл. 1 сведены данные о подвижности Li, Rb, Cs, Sr, Be, В, Zr, Sc, Sn, Ga, а в табл. 4, 5—Nb, Ta,  $\Sigma TR_2O_3$  в разрезах кор выветривания гранитов Средней Азии и Южного Урала. Обнаруживаются некоторые колебания значений  $K_y$  каждого из элементов от разреза к разрезу. В одних случаях они незначительны, в других — относительно велики. Неизбежность таких колебаний зависит от особенностей распределения редких элементов в коренных породах: в гранитах они концентрируются в породообразующих и акцессорных минералах, но значение тех и других в балансе распределения элементов в разных случаях неодинаково. Обычно основные носители редких элементов — легко изменяющиеся при выветривании породообразующие минералы. Например, анализ породообразующих минералов из среднеазиатских гранитов показал, что в большинстве из изученных нами проб до 90% Sr концентрируется в полевых шпатах, до 80% Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sc — в слюдах. Эти же минералы обычно концентрируют большую часть Zr, Be, Sn, В. Однако в других случаях, обычно связанных с метасоматическими процессами, значительную роль в балансе распределения редких элементов играют акцессорные минералы. Многие из них устойчивы при выветривании, что заметно сказывается и на степени подвижности связанных с этими минералами редких элементов. К тому же такие минералы часто распределены в гранитах неравномерно, что также вызывает колебания  $K_y$  элементов в корах выветривания.

Однако при большом числе наблюдений эти колебания  $K_y$  значительно нивелируются. Так, сравнение средних  $K_y$  большинства редких элементов в среднеазиатских корах с аналогичными данными для южноуральских кор показывает, что они не только очень близки, но в ряде случаев практически совпадают (табл. 2). Высокий  $K_y$  В в среднеазиат-

Таблица 2  
Средние значения  $K_y$  редких элементов в корах выветривания гранитов

Район	Зона	Li	Rb	Cs	Sr	Be	В	Zr	Sc	Sn	Ga	$TR_2O_3$	Nb	Ta
Средняя Азия	ЗД	0,69	0,66	—	0,51	0,53	0,98	0,58	0,86	0,93	—	1,42	0,81	0,93
	КЗ	0,84	0,73	—	0,42	0,45	1,27	0,76	0,73	1,00	—	0,62	0,83	1,60
Южный Урал	ЗД	0,92	0,79	0,72	0,68	0,71	0,62	0,88	—	—	0,9	—	—	—
	КЗ	0,75	0,74	0,78	0,41	0,58	0,71	0,85	—	—	0,89	—	0,87	1,30
Среднее для двух районов	ЗД	0,80	0,72	—	0,60	0,62	—	0,76	—	—	—	—	0,81	0,93
	КЗ	0,80	0,73	—	0,41	0,51	—	0,80	—	—	—	—	0,85	1,45
Приазовье*	КЗ	0,75	0,73	—	0,40	0,85	0,65	0,83	1,00	0,88	0,92	—	0,84	0,85

\* По данным Т. Ф. Бойко (1969). Обозначения зон см. в табл. 1.

ских разрезах по сравнению с южноуральскими объясняется присутствием в исходных гранитах большого количества устойчивого акцессорного турмалина.

Близость значений  $K_y$  элементов в корах выветривания Средней Азии и Южного Урала позволяет считать их средние значения для этих двух районов (см. табл. 2, см. фигуру). Как видно, по степени подвижности в корах выветривания гранитов редкие элементы образуют ряд:  $Sr > Be > TR_2O_3 > Sc > Rb > Cs > [Zr, Li] > Nb > Ga > Sn > Ta$ .

Очень близкие к нашим данные о  $K_y$  редких элементов в корах выветривания приазовских гранитов получены в ИМГРЭ Т. Ф. Бойко (см. табл. 2), хотя в отдельных случаях имеются неизбежные отклонения. Так, в изученных нами разрезах наблюдается большая подвижность Be, что отмечалось и в корах выветривания флюорит-мусковитовых метасоматитов (Покровский и др., 1969).

Данные табл. 1, 2 и фигуры позволяют судить о динамике выноса редких элементов при выветривании. Подсчеты абсолютных масс элементов, выносимых на разных стадиях выветривания, показывают, что наиболее массовый и интенсивный вынос большинства редких элементов происходит при образовании зоны дезинтеграции. Ясно, что эта закономерность верна не для всех элементов. Например, в зоне дезинтеграции отмечается рост  $K_y$   $TR_2O_3$ , объясняемый слабой подвижностью церневых лантаноидов в щелочной среде.

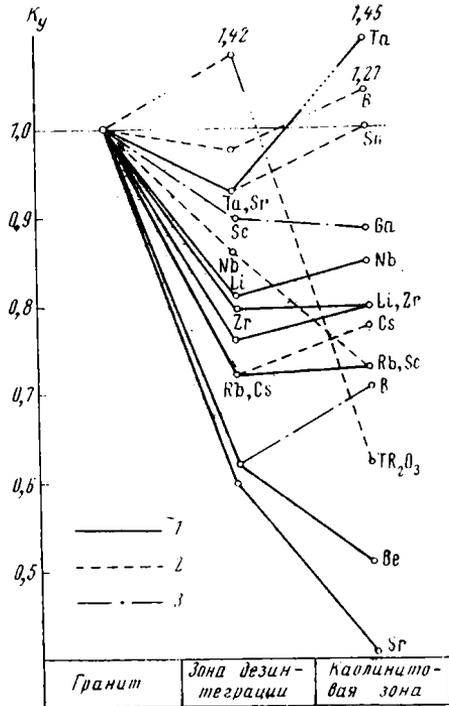
Анализируя мономинеральные фракции из коры выветривания гранитов (Айтым), мы установили, что в свежих биотитах содержится 131 г/т Nb, 25 г/т Ta и 600 г/т Sr, а в биотитах, измененных выветриванием, — соответственно 82, 14 и 220 г/т этих элементов. В свежих полевых шпатах было определено 100 г/т Zr, а в измененных — 40 г/т (средние содержания рассчитаны по 15—40 анализам). Выяснилось, что если содержания элементов в свежих и измененных минералах резко различаются, то в минералах, находящихся на разных стадиях гипергенного изменения, они колеблются в незначительных пределах. Следовательно, изучение породообразующих минералов также показывает, что редкие элементы выносятся из них (в основной своей массе) уже на ранних стадиях выветривания.

Массовый вынос малых элементов (Mn, Co, Ni, Cu и др. именно на начальных этапах выветривания основных пород ранее отмечала Н. А. Лисицына (1968), а недавно он был подтвержден изучением состава вод из кор выветривания на Кубе (Бугельский, 1969).

В отдельных участках и зонах коры выветривания гранитов наблюдается значительный рост содержания некоторых редких элементов. Это может быть объяснено перераспределением элементов в толще коры при ее образовании и влиянием вторичных процессов (серицитизация, оглеение и др.), которые, как известно, приводят к локальному обогащению отдельных участков коры малыми элементами (Лисицына, Лубченко, 1966).

Возможно, что в корях выветривания основных и ультраосновных пород эти процессы еще более интенсивны. В частности, если в разрезах кор выветривания гранитов Sc распределен относительно равномерно (при суммарном небольшом выносе), то отдельные участки в корях выветривания уральских ультрабазитов резко обогащены этим элементом (Борисенко, 1969). В габбро у сел. Васильковка (Казахстан) мы обнаружили 80—100 г/м<sup>3</sup> Sc (5 анализов), в коре выветривания его содержание понижается до 38—70 г/м<sup>3</sup>, но в охристо-каолининовой зоне имеются участки, содержащие до 270 г/м<sup>3</sup> Sc.

Вопрос о причинах перераспределения редких элементов в толще коры выветривания требует специального рассмотрения, однако сейчас не-



Коэффициенты устойчивости ( $K_y$ ) редких элементов в корях выветривания гранитов Средней Азии и Южного Урала

1 — среднее значение  $K_y$ ; 2 —  $K_y$  редких элементов в среднеазиатских корях выветривания; 3 — то же в южноуральских разрезах

обходимо обратить внимание на то, что в итоге этого процесса образуется ряд гипергенных редкометалльных минералов. Например, в корях выветривания обнаружены новообразованные редкоземельные минералы — чёрчит, рабдофанит, калкинсит, тенгерит, бастнезит и др. (Семенов, 1964), фосфаты Be — уралит, мораэзит, глюцин (Покровский и др., 1969), гидроокись Nb, ниобанатазовый лейкоксен (Семенов, 1967), минералы Sb (Федорчук, 1960), целестин, сванбергит и т. д. Дальнейшие работы могут привести к самым неожиданным открытиям в этой области.

Рассмотрим теперь вопрос о связи редких элементов с образующимися при выветривании глинистыми минералами. В серии проб из коры выветривания гранита и отдельно в их глинистых фракциях мы определили содержание некоторых редких элементов и рассчитали относительное количество их, приходящееся на долю глинистой фракции (Бурков, Подпорина, 1970; Подпорина, 1968, 1970). Оказалось, что в изученных пробах редкие элементы связаны в основном с минералами глинистой фракции. При этом особенно характерно, что вверх по разрезу эти минералы аккумулируют все большую и большую массу элементов — до 80—90% (табл. 3).

Таблица 3

Редкие элементы (%) в глинистых фракциях проб коры выветривания гранитов, Айтым

Содержание глинистой фракции в пробе, %	Количество элемента в глинистой фракции в % от его количества в пробе						Содержание глинистой фракции в пробе, %	Количество элемента в глинистой фракции в % от его количества в пробе					
	Rb	Li	Be	Zr	Nb	Ta		Rb	Li	Be	Zr	Nb	Ta
77	42	65	—	—	67	80	24	13	36	—	—	19	25
65	29	56	—	60	56	60	21	—	—	40	—	—	—
51	—*	—	82	—	—	—	17	10	9	27	—	13	14
44	—	—	44	50	—	—	12	4	3	13	21	9	12
36	16	23	—	—	30	61	—	—	—	—	—	—	—

\* Прочерк—элемент в данной пробе не определялся.

В изученных нами глинистых фракциях содержание гидроокислов Fe очень невелико, поэтому, вероятно, что редкие элементы в них связаны в основном с собственно глинистыми минералами (сорбция, изоморфное вхождение в решетку глинистых минералов). Однако известно, что гидроокислы Fe — также хорошие сорбенты, и некоторые редкие элементы, например Nb, сорбируются ими даже лучше, чем глинистыми минералами (Крайнов, 1969). Поэтому вполне вероятно, что в тех зонах кор выветривания, которые обогащены гидроокисными минералами, именно они, а не глины, могут быть основными носителями редких элементов.

Если в коренных породах редкие элементы преимущественно аккумулируются в аксессуарных, а не в породообразующих минералах, то это приводит к соответствующему уменьшению доли глинистых минералов в балансе редких элементов в коре выветривания. Например, в ряде проб коры выветривания Шотинского массива на Урале было обнаружено 13—35 г/м<sup>3</sup> аксессуарного колумбита. Расчеты показали, что на долю этого минерала приходится 20—30% общего количества Nb в пробах. Слюды, ильменит и циркон связывают 5—20% общего количества Nb, а доля глинистой фракции снизилась до 50—60% по сравнению с 80—90% в тех пробах, где самостоятельные тантало-ниобаты не были обнаружены.

Было бы интересно сопоставить содержания редких элементов в одновременно присутствующих в коре выветривания разных глинистых и гидроокисных минералах. Однако разделение таких тонкодисперсных смесей — труднейшая задача. Тем не менее, сравнение практически мономинеральных глинистых фракций из разных зон и участков коры выветривания, а также экспериментальные данные позволяют судить о разной сорбционной способности этих минералов.

Например, в корях выветривания ультрабазитов обычные галлуазиты и монтмориллониты содержат в 3—4 раза меньше Sc, чем ферригаллуазиты (28 г/т) и ферримонтмориллониты (23 г/т) (Борисенко, 1969). Другой пример. Мы в преимущественно галлуазитовых фракциях (7 образцов из коры выветривания гранитов Карнаба) обнаружили 3—10 г/т Ge, тогда как во фракциях, в которых резко преобладал каолинит, Ge вообще не был обнаружен. Установлено (Крайнов, 1969), что интенсивность осаждения Nb из вод сорбентами уменьшается от гидроокислов Fe к монтмориллониту и каолиниту. Для редких земель вероятен ряд: монтмориллонит > хлорит-гидрослюдистые минералы > каолинит (Балашов, Гирин, 1969).

Некоторые близкие по кристаллохимическим свойствам редкие элементы аккумулируются глинистыми фракциями с разной интенсивностью. Например, в корях выветривания гранитов Средней Азии глинистые фракции содержат относительно больше Ta, чем Nb. Значение Nb/Ta в них равно 0,5—3,0, в среднем 1,2, что вдвое меньше, чем в пробах в целом (Подпорина, 1968). Ю. А. Балашов и Ю. П. Гирин (1969), изучая осадочные глины, установили, что состав  $\Sigma TR_2O_3$  сорбированных глинистыми минералами, характеризуется дефицитом самых легких лантаноидов и относительным обогащением средними и тяжелыми лантаноидами. Очевидно, это характерно и для глинистых минералов из кор выветривания. В то же время среди  $TR_2O_3$ , прочно фиксированных в кристаллических решетках глинистых минералов, преобладают легкие, цериевые лантаноиды.

В каолининовых глинах прочно фиксированные  $TR_2O_3$  количественно преобладают над  $TR_2O_3$  сорбированного комплекса (Балашов, Гирин, 1969). Учитывая эти новые данные, следует сказать, что вывод о преимущественной аккумуляции глинистыми минералами цериевых земель по сравнению с иттриевыми в корях выветривания гранитов Средней Азии (Бурков, Подпорина, 1967) относится к оценке суммарного состава  $\Sigma TR_2O_3$  в глинистых фракциях (прочно фиксированный и сорбированный комплексы).

Дифференциация близких по свойствам редких и породообразующих элементов может быть прослежена и непосредственно при анализе проб из разрезов кор выветривания. Обратимся вновь к Ta и Nb.

Сначала в Средней Азии (Подпорина, 1968), а затем и на Урале была установлена большая подвижность Nb по сравнению с Ta при выветривании гранитов. В разрезах обычно фиксируется уменьшение Nb/Ta от гранитов к верхним зонам коры выветривания (табл. 4). Уменьшение Nb/Ta отмечается и при выветривании некоторых минералов. Например, в ильмените из коры выветривания гранитов Шотинского массива на Урале (В. В. Ляхович, ИМГРЭ) содержится 490 г/т Ta и 5500 г/т Nb при Nb/Ta = 11,2 (3 анализа). При лейкожсенизации ильменита их содержания возрастают до 2050 и 10350 г/т, а Nb/Ta уменьшается до 5,0 (3 анализа).

Разная подвижность Nb и Ta объясняется не только их разделением при сорбции, но, прежде всего, свойствами соединений, в составе которых они мигрируют в корях выветривания. Среди таких соединений главную роль играют металлоорганические и карбонатные комплексы (Крайнов, 1968). Эксперименты свидетельствуют о большей устойчивости органокомплексов Nb и его карбонатных комплексов по сравнению с соответствующими комплексами Ta (Александров и др., 1969). В связи с этим понятна большая подвижность Nb по сравнению с Ta, так как известно, что с ростом устойчивости комплексного соединения металла уменьшается его гидролизуемость и возрастает миграционная способность.

Естественно, что в том случае, когда в гранитах Ta и Nb концентрируются преимущественно в составе устойчивых к выветриванию тантало-ниобатов или других аксессуарных минералов, дифференциация этих элементов при выветривании или совсем не проявляется или имеет не-

Содержание Nb, Ta ( $г/м^3$ ) и Nb/Ta в корях выветривания

Разрез	Зона	Объемный вес	Число проб	Nb	Ta	Nb/Ta	Разрез	Зона	Число проб	Nb	Ta	Nb/Ta
1	Г	2,20	15	31,5	16,0	2,0	5	Г	6	41,4	2,0	20,4
	ЗД	1,85	9	35,9	9,9	3,6		КЗ	10	24,8	2,5	10,0
	КЗ	1,70	21	27,6	9,1	3,0		6	Г	6	16,5	2,0
2	ГР	2,10	4	22,8	9,1	2,5	КЗ		6	22,1	3,3	6,7
	КЗ	1,60	7	22,0	10,6	2,5	7	Г	7	288,0	21,3	13,6
3	Г	2,20	4	42,1	4,2	10,0		ЗД	4	193,5	16,4	11,8
	ЗД	1,85	4	20,0	4,9	4,1		КЗ	29	264,0	26,2	10,0
	КЗ	1,70	8	22,8	9,1	2,5	8	ГАБ	3	52,4	4,9	10,7
4	Г	2,20	4	31,1	2,5	12,4		КВ	4	39,3	4,9	8,0
	ЗД	1,80	5	24,9	2,5	10,0	9	СЕРП	3	2,5	1,9	1,3
	КЗ	1,70	7	29,0	7,4	3,9		КВ	4	1,7	1,7	1,0

Разрезы: 1—Айтым, 2—Аяк-Бокали, 3—Карнаб, 4—Кырк-Булак, 5—Верхняя Ушкота, 6—Шота, 7—Суцано-Пержанский район (Северо-Западная Украина), 8—сел. Васильевка (Кокчетавская область), 9—сел. Горюстаевка (Семипалатинская область). ГАБ—габбро, СЕРП—серпентинит, КВ—глинистая часть профиля выветривания (без разделения на зоны), Г, ГР—гранит и гранодиорит, ЗД—зона дезинтеграции, КЗ—каолиновая зона.

большие масштабы. В других случаях может наблюдаться большая подвижность Ta. Дело в том, что имеются некоторые основания считать, что гидроокислы Fe аккумулируют Nb в большей степени, чем Ta. Во всяком случае, лимониты, как правило, характеризуются очень высокими значениями Nb/Ta — до 200. Известно также, что в нонtronитовом ядре конкреций из Индийского океана Nb/Ta — 5,0, тогда как в собственно железисто-марганцевой оболочке — до 20,0 (Пачаджанов, 1963). Возможно, что именно этими причинами и объясняется фиксация Nb и увеличение Nb/Ta в охристых зонах некоторых разрезов кор выветривания ультрабазитов, изученных А. Б. Роновым и А. А. Мигдисовым (1965).

Выветривание гранитов приводит к некоторому изменению группового состава лантаноидов (Бурков, Подпорина, 1967). В наиболее измененных зонах профиля выветривания содержание  $\Sigma TR_2O_3$  обычно уменьшается, при этом цериевые земли выносятся наиболее интенсивно, что приводит к относительному росту доли лантаноидов иттриевой и особенно промежуточной групп в составе  $TR_2O_3$  и в ряде случаев к увеличению их абсолютных концентраций (табл. 5). Причина этого явления — разная подвижность лантаноидов разных групп в кислых и нейтральных водах и лучшая сорбируемость тяжелых лантаноидов глинистыми минералами.

Наконец, можно указать на разделение в корях выветривания породообразующих и некоторых изоморфно связанных с ними в эндогенных условиях редких элементов. Например, Li и Rb при выветривании менее подвижны, чем Mg и K, а Sr более подвижен чем Ca (Бурков, Подпорина, 1970). Наблюдалось разделение U и Th (Pfler, Adams, 1962). Общеизвестна дифференциация Ni и Co в корях выветривания, а также Se и Te в зонах окисления, вполне возможная и при выветривании магматических пород.

Таким образом, изучение кор выветривания гранитов в Средней Азии и на Южном Урале позволило наметить ряды подвижности редких элементов при выветривании. Установлено, что поведение редких элементов в корях выветривания во многом определяется особенностями их распределения в породообразующих и аксессуарных минералах коренных пород. Вынос большинства редких элементов из кор выветривания происходит

Содержание и состав  $TR_2O_3$  в корях выветривания

Район	Зона	Объемный вес	Число проб	% к $\Sigma TR_2O_3=100$ (без Y)			Содержание, г/м <sup>2</sup>			
				$\Sigma Ce$	$\Sigma Y_1$	$\Sigma Y_2$	$\Sigma TR_2O_3$	$\Sigma Ce$	$\Sigma Y_1$	$\Sigma Y_2$
1	Г	2,20	1	90,8	7,2	2,0	220,0	200,0	15,8	4,2
	ЗД	1,80	1	96,6	2,7	0,4	234,0	226,8	6,3	0,9
	КЗ	1,70	2	85,8	13,2	1,0	221,0	189,6	29,2	2,2
2	Г	2,20	2	92,6	6,6	0,8	374,0	349,6	24,5	2,9
	ЗД	1,85	2	92,6	6,2	1,2	574,0	531,0	35,7	7,3
	КЗ	1,70	2	89,2	10,0	0,8	221,0	197,5	21,8	1,7
3	Г	2,20	2	93,6	6,0	0,4	418,0	391,2	25,3	1,5
	ЗД	1,85	3	91,5	7,7	0,8	185,0	169,5	14,1	1,4
	КЗ	1,70	6	75,6	21,0	3,4	221,0	166,6	47,0	7,4
4	ГР	2,10	1	95,0	3,8	1,2	147,0	139,6	5,7	1,7
	ЗД	1,80	1	92,8	6,6	0,6	378,0	350,0	25,5	2,5
	КЗ	1,60	2	89,5	5,2	5,3	80,0	71,5	4,2	4,3

Районы: 1—Кырк-Булак, 2—Карнаб, 3—Айтым, 4—Аяк-Бокали. Выделение групп лантаноидов (черновой  $\Sigma Ce=La-Nd$ , промежуточной  $Y_1=Sm-Nb$  и иттриевой  $Y_2=Er-Lu$ ), по Л. С. Бородину и Д. А. Миннесву (1965). Обозначения зон см. в табл. 4.

на стадии образования зоны дезинтеграции. Большое значение для образования повышенных содержаний редких элементов в корях выветривания и формирования их самостоятельных гипергенных минералов имеют процессы перераспределения элементов в толще коры. Значительную роль в аккумуляции редких элементов в корях играют глинистые и гидрокислые минералы. Выветривание приводит к дифференциации таких близких по свойствам элементов, как Nb—Ta, лантаноиды, Li—Mg, Rb—K, Sr—Ca и др.

Необходимость дальнейшего изучения геохимии редких элементов в корях выветривания стимулируется тем, что в связи с этими образованиями известны крупные месторождения Ta, Nb,  $TR_2O_3$ , Zr и других элементов (Бурков, 1969; Бурков и др., 1969). Среди этих месторождений можно выделить две главные группы.

К первой группе относятся остаточные месторождения устойчивых к выветриванию минералов (тантало-ниобаты, циркон и др.). Они образуются в связи с породами, которые уже предварительно обогащены этими минералами. Месторождения второй группы образуются при интенсивном изменении первичных минералов-носителей редких элементов. При этом происходит перераспределение редких элементов в толще коры и образуются новые редкометалльные минералы (некоторые месторождения  $TR_2O_3$ , Be, Ge и др.). В отличие от остаточных месторождений, эти, уже собственно гипергенные, часто образуются на фоне обычных, рядовых содержаний редких элементов в коренных выветривающихся породах. И если при прогнозировании и поисках остаточных редкометалльных месторождений в корях выветривания особенно важно знать закономерности распределения эндогенной минерализации в коренных породах, то при поисках собственно гипергенных месторождений не меньше значение приобретает знание геохимии редких элементов в процессе корообразования, отдельным особенностям которой и посвящена эта статья.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров И. В., Трускова Т. А., Тупицын Б. П. Ниобий и тантал в углекислых растворах.— Геохимия, 1939, № 6.  
 Балашов Ю. А., Гирич Ю. П. О резерве подвижных редкоземельных элементов в осадочных породах.— Геохимия, 1969, № 7.  
 Бойко Т. Ф. Редкие элементы в корях выветривания гранитов Приазовья.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 4.  
 Борисенко Л. Ф. О распределении скандия в гипербазитах и развившихся на них корях выветривания.— Геохимия, 1969, № 1.

- Бородин Л. С., Минеев Д. А. Новый метод исследования эволюции состава лантанондов в породах и минералах.— Информ. сообщ. ВИЭМС, 1965, № 76 (серия Б).
- Бугельский Ю. Ю. Гидрогеохимические закономерности формирования никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн. Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1969.
- Бурков В. В. Коры выветривания и осадочные редкометалльные месторождения.— Научные собрания ИМГРЭ, вып. 4, М., 1969.
- Бурков В. В., Бойко Т. Ф., Пятнов В. И., Потемкин К. В., Подпорина Е. К. Коры выветривания и россыпи — перспективный сырьевой источник тантала.— В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во СГУ, 1969.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Редкие земли в корях выветривания гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Редкие щелочные элементы и стронций в корях выветривания. В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 6, Изд-во ИМГРЭ, М., 1971.
- Бурков В. В., Пятнов В. И. Условия формирования и размещения танталоносных кор выветривания и россыпей.— Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 3. Изд-во ИМГРЭ, М., 1969.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Крайнов С. Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов (Nb, Tr, Be) в природных водах с щелочной реакцией.— Геохимия, 1968, № 3.
- Крайнов С. Р. Об интенсификации миграции ниобия в подземных водах массивов щелочных пород (в связи с его концентрированием в корях выветривания этих массивов).— Геохимия, 1969, № 10.
- Кузнецов В. Г., Данчев В. И., Князев В. С. Некоторые вопросы петрографии древней коры выветривания Зирабулак-Зиятдинских гор (Зап. Узбекистан).— В кн.: Вопросы геологии нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Лисицына Н. А., Лубченко И. Ю. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6.
- Ляхович В. В., Туровский С. Д. Методика изучения аксессуарных минералов изверженных пород.— В кн.: Аксессуарные минералы изверженных пород. М., «Недра», 1968.
- Пачаджанов Д. Н. Некоторые данные о геохимии марганцевых конкреций Индийского океана.— Геохимия, 1963, № 5.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Подпорина Е. К. Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Подпорина Е. К. К геохимии бериллия в корях выветривания гранитоидов.— В сб. Геохимические исследования, вып. 1, Изд-во ИМГРЭ, М., 1970.
- Покровский П. В., Шеина З. Г., Григорьев Н. А. О миграции бериллия в коре выветривания слюдисто-флюоритовых грейзенов.— В кн.: Кора выветривания Урала. Саратов, Изд-во СГУ, 1969.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1963, вып. 77.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления.— Геохимия, 1965, № 2.
- Семенов Е. И. Лантанонды.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1, М., «Наука», 1964.
- Семенов Е. И. К минералогии ниобия и тантала в коре выветривания.— В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М., «Наука», 1967.
- Федорчук В. П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы.— Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естеств. наук, т. 2, вып. 9 (геология), 1960.
- Хардер Г. Геохимия бора. М., «Наука», 1965.
- Harris R. C., Adams J. A. S. Geochemical and mineralogical studies on the weathering of granitic rocks.— Amer. J. Sci., v. 264, No. 2, 1966.
- Horstman E. L. The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 12, No. 1/2, 1957.
- Pfister R., Adams J. A. S. The distribution of thorium and uranium in Pennsylvanian weathering profile.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, No. 11, 1962.

УДК 550.46 : 553.26

## **О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ВТОРИЧНЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Ю. В. ШАРКОВ**

Статья содержит краткий обзор существующих опытов классификации ореолов месторождений, изложение принципов генетической классификации вторичных литохимических ореолов и описание некоторых особенностей формирования ореолов и потоков рассеяния в различных типах рыхлых континентальных образований.

Устанавливается тесная связь вторичных ореолов месторождений с литологией и генезисом заключающих их рыхлых образований, в основном определяющих как особенности их формирования, так и внешние важные для практики поисков их свойства.

Это делает необходимым использование данных четвертичной геологии с поисковыми целями, и в частности для районирования территории по условиям ведения поисковых работ.

В результате гипергенного разрушения руд и их первичных (сингенетических оруденению) ореолов образуются вторичные ореолы месторождений: литохимические, гидрохимические и газовые. Важнейшие из них литохимические; на их выявлении и оценке основываются наиболее эффективные, литохимические (металлометрические) поиски месторождений.

Отчетливая связь генезиса и свойств вторичных ореолов с генетическими особенностями вмещающих их рыхлых образований подчеркивает особую важность прежде всего геологического изучения ореолов. При этом открываются новые возможности использования литологии и динамической геологии континентальных отложений с поисковыми целями. Это же наряду с гипергенной геохимией рудных элементов дает основание для районирования территорий по условиям ведения поисковых работ, построения теоретических моделей и генетической классификации вторичных ореолов месторождений. В статье обсуждается последний из этих вопросов.

**История вопроса.** Н. И. Софронов впервые ввел в науку понятие об ореолах рассеяния месторождений и дал следующие основы их классификации: «Все „ореолы“ смогут быть классифицированы прежде всего по фазе состояния в них рассеянного элемента, а затем по генезису, понимая под этим временные отношения образований элювио-делювия, с одной стороны, и рассеиваемой фазы — с другой». (Софронов, 1936, стр. 7). В соответствии с этим по признаку фазы состояния в ореоле характерного или ценного для месторождения элемента Н. И. Софронов выделяет три основных типа ореолов: солевой, механический и газовый. Он также считает, что ореол может быть смешанным, если одновременно в нем присутствуют две или три фазы. По «генезису» солевые ореолы подразделяются на сингенетичные и наложенные (эпигенетичные) в зависимости от того, образуются ли растворы, создающие новообразования с рудным элементом, одновременно с поглощающим комплексом или

позднее. Тип ореола, по Н. И. Софронову, всецело определяется скласси-  
нностью жильного материала давать те или иные продукты вторичных  
изменений.

Разделение вторичных ореолов на солевые, механические и газовые,  
а также выделение сингенетических и эпигенетических в той или иной мере  
проходят затем через все последующие схемы классификаций различных  
авторов.

Многосторонний подход к группировке и классификации ореолов рас-  
сеяния предложил В. И. Красников (1959). По размерам рудных выделе-  
ний он различает макро- и микроореолы; по положению относительно  
дневной поверхности — открытые и закрытые (слепые и погребенные);  
по форме — объемные, площадные и линейные (в гидросети — потоки  
рассеяния). В зависимости от фазы рассеяния рудного вещества и пре-  
обладания тех или иных агентов выветривания вторичные ореолы делятся  
на механические (образующиеся в результате рассеяния рудного вещест-  
ва в твердой фазе при ведущей роли агентов физического выветривания),  
солевые (возникающие в результате рассеяния рудного вещества в жид-  
кой фазе при ведущей роли химического выветривания, включая про-  
цессы биогеохимического характера), газовые и смешанные. Здесь сле-  
дует подчеркнуть, что В. И. Красников вкладывает в понятие «механиче-  
ский, солевой и газовый ореолы» иное содержание, чем Н. И. Софронов,  
который имел в виду состояние рудного вещества в сформировавшихся  
ореолах, а не фазовое его состояние в процессе рассеяния.

В. И. Красников среди первичных и вторичных ореолов выделяет их  
типы, виды и разновидности. Эта классификация построена в соответ-  
ствии с методами их выявления при поисках. В связи с этим в качестве  
основного признака разделения ореолов на типы выбран характер на-  
хождения рудного вещества в ореоле. Выделены три основных типа:  
крупнообломочные рудные ореолы рассеяния, обнаруживаемые визуаль-  
ными методами; минералогические, обнаруживаемые преимущественно  
шлиховыми методами; геохимические, под которыми В. И. Красников  
подразумевает тончайшие микроореолы в породах (литохимические),  
водах (гидрохимические) и растениях (биогеохимические). Геохимиче-  
ские ореолы лежат в основе геохимических методов поисков.

Виды и разновидности ореолов выделяются по признаку среды, в ко-  
торой они обнаруживаются.

Классификация В. И. Красникова имеет большое методическое и  
практическое значение и весьма полезна для поисковых работ.

Х. Е. Хокс и Д. С. Уэбб разделили все вторичные ореолы на две  
большие группы: сингенетические и эпигенетические. Первые подразде-  
ляются на обломочные, гидроморфные и биогенные, вторые — на гидро-  
морфные и биогенные. Каждая из выделенных групп характеризуется по  
типу рассеяния (перемещение твердых частиц, движение растворов, мета-  
болизм растений и пр.), главных агентов переноса (сила тяжести, лед,  
вода, ветер, подземные воды и пр.), вмещающей среды, форм нахождения  
рассеянных элементов в ореолах и конфигурации обусловленных орео-  
лами рассеяния геохимических аномалий (Hawkes, Webb, 1962).

Недостаток этой схемы, на наш взгляд, — жесткое деление ореолов на  
сингенетические и эпигенетические, обломочные и гидроморфные и т. д.  
В результате, например, ореолы, образованные благодаря сложным  
процессам выветривания *in situ* (в том числе в корях выветривания), цели-  
ком попадают в группу обломочных. Представленная авторами таблица  
классификации содержит излишние графы, приводящие к дублированию  
характеристик ореолов. Авторы справедливо считают, что генетический  
подход содержит наибольшие возможности для истолкования геохимиче-  
ских аномалий.

В связи с разработкой проблемы глубинных поисков А. П. Соловов  
(1963) представил схему, в основе которой лежит разделение ореолов на

открытые и закрытые. Для обнаружения последних необходимо применение глубинных вариантов поисковых методов. Открытые и закрытые вторичные ореолы он делит на остаточные и наложенные, среди открытых наложенных ореолов различает диффузионные и аккумулятивные (надрудные и оторванные), а среди закрытых остаточных — выщелоченные и погребенные. Первичные ореолы целиком отнесены к закрытым и делятся только на ореолы экзогенных и эндогенных месторождений.

А. П. Соловов подчеркивает прикладное назначение классификационных схем. Для характеристики ореола за основу взяты классификационные признаки, определяющие его тип на уровне ближайшего к дневной поверхности горизонта, на котором ореол проявлен. Такая система помогает определять выделенные им типы ореолов сразу при их обнаружении.

Сравнивая классификации ореолов рассеяния месторождений, можно видеть, что в качестве основных разные авторы выбирают различные признаки. Соответственно по-разному ведется и дальнейшее описание ореолов.

Вторичные ореолы месторождений обычно представляют собой сложные и в различных своих частях неоднородно построенные природные образования, что еще недостаточно подчеркнуто в литературе. Если бы мы захотели рассмотреть какой-либо природный ореол с точки зрения любой из приведенных выше классификаций, то оказалось бы, что мы имеем дело не с одним, а как бы с несколькими ореолами в пределах одного зномального контура. Границы, разделяющие основные классификационные подразделения на схемах, в природе «проходят», как правило, внутри ореолов, а не между различными ореолами. Возьмем, например, ореол (поток) рассеяния в русловых аллювиальных отложениях. В нем мы найдем и рудные обломки, и отдельные рудные минералы (минералогические ореолы, по В. И. Красникову), и геохимические ореолы, т. е. все три главных типа ореолов, выделенных В. И. Красниковым, часто наложенные друг на друга. Многие виды и разновидности вторичных ореолов его классификации также будут совмещаться в этом потоке.

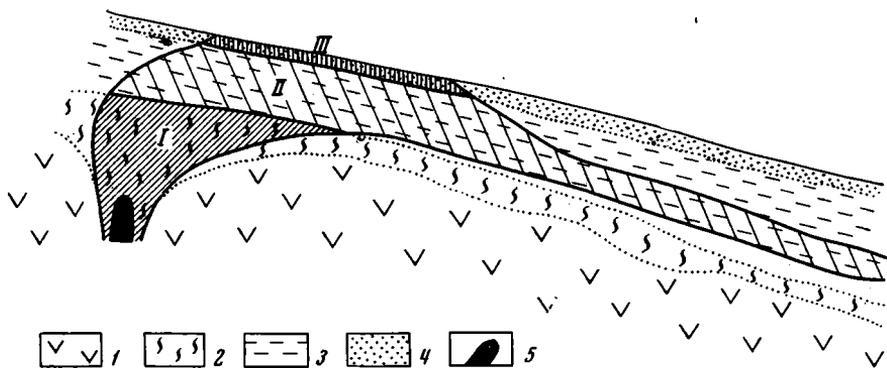
Если рассмотрим тот же поток в аллювии или ореол рассеяния в делювии с позиций классификации Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба, то найдем в каждом из них соединение сингенетических и эпигенетических проявлений, а также обломочных, гидроморфных и других образований, несущих признаки, положенные ими в основу разделения ореолов.

Ту же картину увидим, приложив к природе и другие классификационные схемы. Различные авторы в той или иной мере указывают на существование смешанных (по характеру использованных ими признаков) ореолов, однако это положение не нашло достаточного отражения в их классификациях.

Все сказанное отражает крайнюю сложность классификации ореолов, обусловленную естественным своеобразием их природы.

**Принципы генетической классификации вторичных литохимических ореолов.** При генетической классификации ореолов необходимо обратить внимание не только на сложность строения, но главным образом на их *полигенность*; в пределах единого аномального контура почти всегда обнаруживается несколько различно образованных составляющих элементов или частей.

На фиг. 1 приведен пример ореола, в составе которого отчетливо выделяются по крайней мере три различные его части: в щебенистой коре выветривания (*I*), в толще солифлюкционных накоплений (*II*) в делювии и развитых по нему лесных почвах (*III*). Первая часть остаточная, образовалась в Тг в результате выщелачивания рудных компонентов; вторая — в  $Q_1$ — $Q_2$  в результате механического рассеяния рудного вещества при оползании переувлажненной суглинистой массы по склону; третья —



Фиг. 1. Элементарные вторичные ореолы (I, II, III) в рыхлых образованиях  
 1 — эффузивы; 2 — остаточная кора выветривания; 3 — солифлюкционные накопления; 4 — почва на делювии; 5 — руда

в современных условиях в результате эпигенетического вертикального надстраивания ореола почвообразовательными процессами в маломощном делювиальном слое, первоначально не содержащем рудного вещества месторождения. Попытки анализировать свойства ореола без учета его полигенности, естественно, не могут привести к положительным результатам — необходимо изучение каждой из упомянутых частей.

Указанные составные части ореола можно назвать *элементарными ореолами*. Под элементарными вторичными литохимическими ореолами, таким образом, предлагается понимать генетически однородные части вторичных ореолов месторождений, каждая из которых обычно заключена в генетически также однородных осадочных континентальных образованиях или остаточных корах выветривания.

В каждой данной гипергенной обстановке элементарные ореолы в том или ином сочетании входят в состав единых общих ореолов месторождений. Можно сказать, что ореолы месторождений построены из взаимосвязанных элементарных ореолов.

Сложность генетической классификации вторичных ореолов обусловлена их полигенностью и гетерогенностью. Необходимая задача поэтому — создание прежде всего классификации элементарных ореолов.

В этом отношении, на наш взгляд, наибольшие перспективы открываются при совместном изучении вторичных элементарных ореолов и среды, вместе с которой чаще всего они формируются и изменяются. Такая среда для вторичных литохимических ореолов — в основном континентальные осадочные образования. Поскольку имеются принципиальные различия между элювиальными, делювиальными, аллювиальными и другими генетическими разностями ореоловмещающих рыхлых образований, существуют различия и между заключенными в них элементарными ореолами (и потоками) рассеяния. Среда определяет особенности переноса вещества и место и способ его закрепления, т. е. генетические признаки ореолов, а также концентрацию рудных элементов, пространственные пути их перемещения, конфигурацию и ориентировку ореолов, размеры, позицию в рельефе, положение относительно дневной поверхности и другие внешние их свойства. Элементарные ореолы, сформированные в делювии, пролювии, аллювии и других образованиях, будут отличаться друг от друга по всем или большинству этих признаков.

Ореолы и потоки могут быть образованы за счет разрушения руд практически любого состава, текстурных и структурных особенностей. Состав ореолов и потоков (минеральный, химический, гранулометрический и пр.) и характер распределения в осадках при этом различны. Но все же они несут генетические и морфологические черты, в основном

обусловленные процессами формирования и свойствами той или иной разности отложений.

В природе могут быть ограничены области развития механического или солевого рассеяния. Чаще же фазы рассеяния смешанные, с различным соотношением солевой и механической составляющих. При определении генезиса элементарных ореолов эти обстоятельства имеют принципиальное значение. Они не снимают вопроса о важности увязки ореолов с вмещающей средой, но убеждают нас в необходимости считать фазовое состояние вещества, в котором происходит его транспортировка в процессе рассеяния, главным фактором при генетической классификации. При этом учитывается, что месторождения разного генезиса и состава при выветривании образуют, как правило, и растворимые и нерастворимые продукты.

Особенности переноса рудного материала представляют и наибольший практический интерес в свете определения путей этого переноса, диагностики ореолов, обнаружения по ним искомого руд, а также предварительной их оценки. При механическом рассеянии ореолы значительно лучше наследуют геохимические и другие черты оруденения, чем при солевом.

Учитывая эти основные положения, можно нарисовать следующую принципиальную картину.

*В области склоновой денудации и переотложения продуктов выветривания* происходит их смещение в пределах склонов. Рудное вещество рассеивается в твердой и жидкой фазах, но в силу особенностей склоновых процессов в литохимических ореолах преобладает механическая составляющая. Область характеризуется развитием элементарных ореолов существенно механического рассеяния.

*В сфере дальнего транспорта и переотложения рыхлого материала* русловыми потоками, подземными водами, ледниками и ветром область ветрового переноса может характеризоваться как область образования ореолов чисто механического рассеяния, а область деятельности подземных вод — чисто солевого рассеяния. Работа ледников приводит к формированию ореолов существенно механического рассеяния.

Весьма важна деятельность *русловых водных потоков* (включая ледниковые). В них помимо склоновых продуктов в конечном итоге обычно сбрасываются продукты подземных вод и собирается материал, транспортируемый ледниками и отчасти ветром. В русловых водных потоках проявляются процессы солевого и механического рассеяния рудного вещества. В зависимости от способности продуктов выветривания руд переходить в раствор, геохимических и других особенностей среды формируются ореолы преимущественно солевого или преимущественно механического рассеяния.

Элементарные ореолы рассеяния всех типов развиваются за счет рассеяния рудного вещества, поступающего в склоновые, русловые и другие отложения в основном из остаточных кор выветривания месторождений, т. е. за счет остаточных их ореолов, или ореолов выветривания.

В сфере дальнего транспорта и переотложения, если исключить эоловые процессы и деятельность покровных ледников, образуются преимущественно линейные ореолы, которые принято называть потоками рассеяния (Красников, 1959). В области склоновой денудации ореолы имеют преимущественно вид шлейфов, вытянутых вниз по склонам. Остаточные ореолы в большинстве случаев наследуют форму выходов руд и первичных ореолов на эрозионную поверхность.

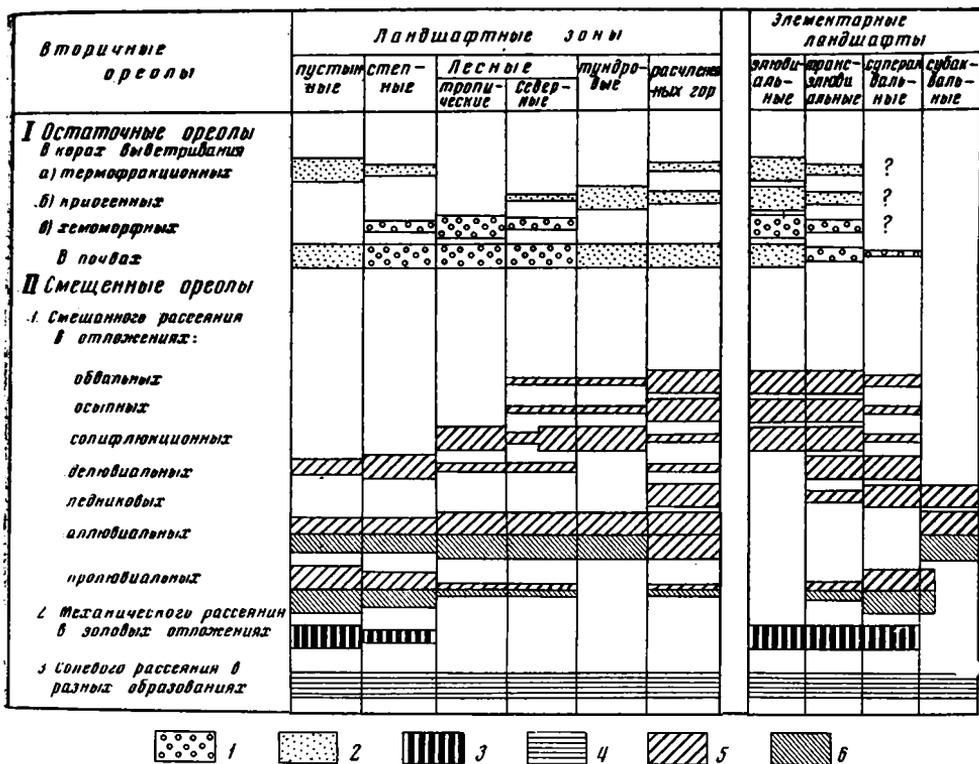
Рассмотренная принципиальная картина взаимоотношения способов и среды рассеяния характеризует лишь главные и наиболее общие стороны вопроса и, естественно, не учитывает многих частных сторон и исключений. Приняв ее за основу, можно представить схему классификации вторичных элементарных литохимических ореолов рассеяния рудных месторождений в следующем виде.

- I. Остаточные ореолы (ореолы выветривания).
  1. Ореолы существенно физического выветривания:
    - 1) в корях выветривания аридных и субполярных областей,
    - 2) в скелетных почвах.
  2. Ореолы существенно химического выветривания:
    - 1) в корях выветривания гумидных областей,
    - 2) в почвах.
- II. Смещенные ореолы (ореолы рассеяния).
  1. Ореолы существенно механического и механического рассеяния:
    - A. Ореолы существенно механического рассеяния:
      - 1) в склоновых гравитационных накоплениях:
        - а) обвальных,
        - б) осыпных,
        - в) оползневых,
        - г) солифлюкционных;
      - 2) в склоновых делювиальных отложениях;
      - 3) в ледниковых отложениях:
        - а) покровных,
        - б) горно-долинных;
      - 4) в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях;
      - 5) в озерных отложениях,
      - 6) в пролювии.
    - Б. Ореолы механического рассеяния:
      - 1) в золотых отложениях.
    2. Ореолы, существенно солевого и солевого рассеяния:
      - A. Ореолы существенно солевого рассеяния, отложенные поверхностными водами:
        - 1) в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях,
        - 2) в озерных отложениях,
        - 3) в болотных образованиях,
        - 4) в пролювии.
      - Б. Ореолы солевого рассеяния, отложенные почвенно-грунтовыми водами (инфильтрационные и диффузионные):
        - 1) в коренных рудовмещающих породах,
        - 2) в корях выветривания,
        - 3) в континентальных отложениях различного генезиса,
        - 4) в почвах.

Необходимо напомнить, что определения «ореол существенно механического рассеяния» или «ореол существенно солевого рассеяния» предусматривают преобладающее фазовое состояние рудного вещества при его транспортировке в процессе рассеяния. Например, если рудный элемент транспортировался водным потоком при образовании пролювии главным образом в виде первичного минерала, затем при субэриальном диагенезе частично был переведен в раствор и, наконец, сорбирован глинистым материалом, то такой ореол в пролювии является ореолом существенно механического рассеяния, а не солевого. При вещественном изучении таких ореолов (минералогическом, с помощью вытяжки и пр.), получив доказательство того, что рудный элемент отложился на глинистом материале из раствора, часто заключают, что это ореолы солевого рассеяния. Но в растворе рудный элемент находился только в конечную стадию формирования ореола, и заметного солевого перемещения его при этом могло не быть.

Подобного же рода замечания могут быть отнесены к примеру, когда элементы рассеиваются преимущественно в виде растворов, а обнаруживаются в породе в виде труднорастворимых образований; здесь ореолы существенно солевого рассеяния.

Следует также подчеркнуть, что термин «солевый ореол» содержит неопределенность, так как обычно неясно, свидетельствует ли это о форме переноса или о характере проявления рудного вещества.



Фиг. 2. Схема зависимости развития вторичных литохимических ореолов от ландшафтов

1 — остаточные ореолы существенно химического выветривания; 2 — остаточные ореолы существенно физического выветривания; 3 — смещенные ореолы механического рассеяния; 4 — смещенные ореолы солевого рассеяния; 5 — смещенные ореолы существенно механического рассеяния; 6 — смещенные ореолы существенно солевого рассеяния

**Примечание.** Различная ширина заштрихованных участков указывает на степень развития ореолов в ландшафтах.

**Некоторые особенности формирования элементарных ореолов и потоков рассеяния в рыхлых континентальных образованиях.** Основываясь на приведенной схеме, можно вкратце характеризовать некоторые особенности образования различных литохимических ореолов и потоков рассеяния, показав при этом значение характера рудного вещества (склонность его давать те или иные продукты вторичных изменений) и ландшафтов (фиг. 2).

При детальном описании роли указанных двух факторов необходим всесторонний отдельный их анализ. Ограничимся совокупным рассмотрением отдельных примеров их влияния на характер ореолов. В процессе формирования ореолов возможна смена геологической и ландшафтной обстановки (Шарков, 1957), что здесь рассматривается.

Остаточные ореолы (ореолы выветривания). Особенности соотношения процессов физического и химического выветривания пород и руд в аридных и гумидных ландшафтах обуславливают контрастные различия и в характере вторичных ореолов.

В термофракционных и криогенных корках, образованных соответственно в аридных и субполярных ландшафтах (Шанцер, 1966), при решающей роли физического выветривания рудное вещество любого минерального состава представлено преимущественно собственными минералами, образованными до вступления руд и первичных ореолов в зону современного выветривания. Рудные минералы встречаются в виде механических обломков различной крупности, обычно в сростках

с минералами вмещающих пород, или же образуют чисто рудные обломки.

В хемоморфных корках, формирующихся в условиях влажного и преимущественно теплого климата, рудные минералы сохраняются только в случае высокой их химической устойчивости. К таким минералам, например, относятся касситерит, ильменит, вольфрамит, хромит, циркон, колумбит, киноварь, алмазы, окисные минералы Fe и Mn и др. Рудные минералы обычно отделены от менее устойчивых к выветриванию вмещающих пород. В результате избирательного выноса продуктов выветривания возможно относительное накопление рудных минералов, особенно в верхних глинистых частях профиля хемогенных кор. Чаше при химическом выветривании месторождений руды и рудные минералы первичных ореолов переходят в истинные и коллоидные растворы. Примером могут служить многие сульфидные месторождения. От того, с какой энергией осуществляется закрепление растворенных рудных элементов на продуктах выветривания (в виде различных новообразований), зависит и степень выноса их за пределы месторождения. Zn, Ag, Mo и др. с высоким коэффициентом миграции в растворах оставляют в корках выветривания ореолы с невысокой концентрацией, особенно в верхних частях профиля. Иногда верхние глинистые горизонты профиля бывают полностью лишены ощутимых ореолов.

Закрепленная часть элементов образует остаточные ореолы, представленные собственными вторичными минералами или сорбциями. Некоторые элементы дают весьма труднорастворимые вторичные минералы, например сульфат Pb — англезит, гидроокислы Fe, карбонаты и силикат Si, арсенат Co и Ni и др. Тогда заметного обеднения этими элементами кор месторождений не происходит, а при благоприятных условиях возможно и их накопление. Неизменная гипергенными процессами часть рудных минералов, которая может сохраняться в корках месторождения, имеет здесь подчиненное значение.

Остаточные ореолы могут возникнуть и в результате почвообразовательных процессов при растворении первичных минералов и вследствие местного перераспределения и осаждения их рудного вещества на органическом и минеральном субстрате почвы.

В рассматриваемой группе остаточных ореолов благоприятные условия для выхода на поверхность создаются при неполном развитии (или нахождении) профиля кор выветривания, энергичном закреплении растворенных рудных элементов в продуктах выветривания и почвообразования.

Смешанные ореолы (ореолы рассеяния). Та часть рудных элементов, которая не осталась в том или ином виде в пределах месторождения и выходит за его границы в растворах или твердых соединениях, включается в сложную цепь превращений и транспортировки, образуя смешанные ореолы и потоки рассеяния.

*Ореолы в склоновых отложениях.* Первое звено этой цепи связывается, как уже говорилось, со склоновыми процессами. В области высокогорного рельефа с достаточно крутыми и высокими склонами происходят обвалы, в которых могут участвовать и рудные обломки, образуя обычно россыпи в виде шлейфов. Перемещение по склону достигает многих сотен метров. Процесс этот преимущественно физический, и в него могут быть вовлечены руды любого состава. Последнее относится и к *осыпным накоплениям* обломочного материала. Процесс осыпания более распространен и охватывает часто сплошь все склоны гор при их крутизне более 40—50°. Осыпи обычно грубослонистые. Заключенные в них ореолы могут быть открытыми и погребенными. Весьма своеобразно протекает на склонах гравитационное перемещение рудного материала в результате *солифлюкции* — течения грунтовой массы (разжиженной, вязко-текучей, вязко-пластичной), которая проявляется при сильном переувлажнении

грунта, что возможно в субтропических и мерзлотных северных районах. Солифлюкционное смещение при достаточном увлажнении возможно даже при малых углах порядка 2—3°. На склонах круче 30° условия для увлажнения не создаются. Соответственно ограничивается геоморфологическая обстановка солифлюкции. В «тропическом» варианте происходит оплывание глинистых и глинисто-щебенистых кор выветривания. В субполярных условиях большую долю составляет щебенистый и глыбовый материал. Смещаемые солифлюкцией массы останавливают свое движение у основания склона, образуя здесь широкие полого-покатые шлейфы. Движение масс идет преимущественно по ложбинам склонов. Этими условиями существенно определяется конфигурация ореолов рассеяния, имеющих вид языков и шлейфов.

Транспортировка рудного материала, образующего наблюдаемые литохимические ореолы на солифлюкционных склонах, осуществляется преимущественно не солевым, а механическим путем. На это указывает изученный нами характер коррелятивных связей между элементами с различной миграционной способностью в солифлюкционных шлейфах, сохраняющийся в основном таким же, какой наблюдался в остаточных корах на месторождениях.

Характерная черта ореолов на склонах с активно проявленной солифлюкцией — наличие рудных глыб, рассеянных у подножий. Такие глыбы представляют собой наиболее плотные участки денудированных интервалов рудных залежей. Солифлюкционные отложения характеризуются слабо проявленной слоистостью. При наложении отдельных слоев друг на друга возникают условия для образования не только открытых, но и погребенных ореолов.

Более благоприятны для выхода ореолов на поверхность субполярные районы, где развиты криогенные явления в грунтах (каменные кольца и многоугольники, медальоны и пр.), способствующие вертикальному постседиментационному перемещению материала и нарушению слоистости осадков. Однако там, где эти процессы не проявлены, но ее залагает многолетняя мерзлота, потоки грунтовых вод, стекающие по ее поверхности, могут также привести к энергичному разубоживанию ореолов, первично образованных даже в самых верхних частях солифлюкционных отложений. Это относится в первую очередь к элементам, наиболее растворимым в данных условиях. Широко распространен этот процесс в тайге на мерзлых породах.

В склоновых *делювиальных отложениях* рассеяние рудного вещества также оказывается своеобразным и различным в разных ландшафтах. Наиболее важны для образования ореолов рассеяния следующие особенности делювия. Делювиальный смыв проявляется почти исключительно в областях с семиаридным климатом — сухих степях, саваннах и полупустынях. На очень пологих склонах осуществляется плоскостной смыв, на более крутых — мелкорытвенный, на крутых — мелкоовражный. Такая же смена характера денудации наблюдается при переходе от более влажных областей к сухим. В результате развития всех видов смыва происходит площадная денудация склонов, а в нижней аккумулятивной их части — образование широких плащей делювия.

Состав делювия меняется от правелистого и грубощебенистого, отчетливо слоистого в основании разреза плаща до тонкого суглинистого неяснослоистого в верхней части его разреза. Более глубокие осадки сменяются все более тонкими и от приводораздельных частей плаща к основанию склонов. Это отличительные признаки делювия, поскольку в обвальных, осыпных и солифлюкционных накоплениях более грубый материал смещается к нижним (по склону) их частям.

Способ образования и состав делювия в полной мере отражается на характере ореолов рассеяния. При мелкоовражном смыве ореолы оказываются более локализованными и вытянутыми, при площадном — более

широкими. В отложениях грубого материала больше вероятности формирования отчетливых контрастных ореолов, представленных продуктами разрушения месторождений любого состава. Проявляется, хотя и не отчетливо, местная гравитационная концентрация тяжелых рудных минералов. В тонком материале рудные элементы распределены равномернее.

В зависимости от крутизны, протяженности склонов и количества поступающего из месторождения рудного вещества ощутимые ореолы могут достигать основания склонов или замыкаться в его пределах. При прочих равных условиях замечено, что наибольшей протяженности ореолы достигают при крутизне склонов около 20—30°. На более крутых они теряют сплошность, разрываясь на отдельные локальные аномалии.

Воды, активно действующие при формировании делювия, переносят и растворенные рудные элементы, однако заметного осаждения их в делювии не происходит; для делювия они являются в основном транзитными. Более того, воды вымывают некоторую часть элементов из делювия и уносят в области дальнего транспорта и переотложения. В целом заключенные в делювии ореолы формируются путем существенно механического переноса рудного материала.

Верхняя граница делювиального плаща всегда по мере его роста поднимается вверх по склону. До тех пор пока эта граница не переходит выше расположенного на склоне месторождения, т. е. пока месторождение находится на денудационной части склона, продукты его разрушения, обычно поступают во все слои делювия и формируют открытые ореолы месторождений. Впоследствии же месторождение и его ореол перекрываются более поздними слоями делювия, образованными за счет денудации безрудных, расположенных выше участков склона.

Сказанное относится также к ореолам и в других склоновых образованиях.

*Ореолы в аллювиальных отложениях.* В сфере дальнего переноса и переотложения наибольшее ореолообразующее значение имеет деятельность *русловых потоков*, прежде всего рек.

Миграция и отложение рудных элементов в долинах рек отличается несравненно большим многообразием, чем в условиях склонов. Более сложными становятся процессы механического рассеяния. В значительно большей мере сказывается роль индивидуальных свойств рассеиваемого рудного вещества. Для многих элементов решающее значение приобретает солевое рассеяние. В связи с этим возрастает значение геохимических особенностей среды их миграции и отложения.

Нас в большей мере интересует деятельность мелких рек, находящихся в инстративной и перстративной фазах развития (Шанцер, 1966). Русловые фации таких рек сложены преимущественно валунно-галечными отложениями с заполнителем в виде плотного песчано-глинистого материала. Для инстративной фазы аллювиальной аккумуляции характерна плоская сортировка русловых отложений и отсутствие старичных и пойменных фаций.

В перстративную фазу отложение аллювия происходит в более широких плоскодоонных долинах. Русловой аллювий лучше сортирован, строение его ритмичное. При образовании и отмирании меандр и боковых протоков происходит многократное его перемывание и переотложение. Развиваются пойменные и старичные фации, богатые тонким минеральным и органическим материалом.

Таким образом, для отложений мелких рек характерно почти совместное нахождение контрастно различных по крупности осадков (несколько обособляются пойменные и старичные отложения). Формирующиеся в аллювии литохимические потоки рассеяния месторождений могут быть связаны с любыми из них: с валунами, гальками, песчаным или пылеватым материалом.

Но в каком бы материале ни было заключено рудное вещество, образование потоков месторождений подчиняется основному закону рассеивания: наблюдается общее, хотя обычно и неравномерное понижение концентрации рудных элементов вниз по потоку от головной его части. Концентрация их в общем меньше, чем в остаточных образованиях и склоновых отложениях. Кривые затухания содержания металлов в аллювии обычно гораздо более растянуты, чем в склоновых отложениях: ощутимые потоки рассеивания прослеживаются подчас на несколько километров.

Детали этой общей картины весьма своеобразны. Это во многом зависит, как мы уже говорили, от индивидуальных свойств поступающего в потоки рудного вещества.

Рудные элементы месторождений приносятся, во-первых, механически в результате эрозии руд и их литохимических ореолов в породах в остаточных и склоновых континентальных образованиях, а во-вторых, в растворенном состоянии поверхностными и грунтовыми водами, омывающими руды и их ореолы.

Механический материал с рудными элементами может быть представлен первичными и вторичными минералами, соединениями с гидроокислами Fe и Mn, с глинистыми минералами, с органическим веществом (включая почвенный гумус и растительные остатки с повышенным содержанием рудных элементов). Попадая в русло, эти образования вовлекаются в процессы быстрого перемещения и активного перемешивания с безрудным механическим материалом турбулентными потоками вод. Перемешивание происходит как бы в две основные стадии: до отложения на дне, пока материал находится во взвешенном и влекомом по дну состоянии; при перемывании уже отложенных слоев в узких и особенно в плоскодонных долинах. Перемешивание более подвижных в потоке песчаных и особенно илистых частиц происходит значительно интенсивнее менее подвижных галек и валунов. Поэтому для рудных галек характерно «точечное» и «пунктирное» размещение в потоке, а для илов с аномальным содержанием элементов — менее контрастное, но и более равномерное распределение в пределах долин. Однако и здесь наблюдается известная «струйчатость» потоков.

На фоне общего процесса перемешивания и рассеивания происходит и местная дифференциация рудных компонентов в аллювии. Например, рудные гальки чаще встречаются в основании толщи перстративного аллювия, чем в верхних частях его разреза. Тяжелые рудные минералы (магнетит, золото, касситерит, вольфрамит, киноварь и др.) концентрируются в грубогалечных аллювиальных насплениях горных рек близ коренного ложа вследствие гравитационной дифференциации мелкозернистых фракций в ходе их движения по руслу. Растительные остатки, обогащенные рудными элементами, преимущественно осаждаются на отмелях русл и в периферических частях пойм, там, где скорость движения русловых или паводковых вод наименьшая.

Можно считать, что местная механическая дифференциация рудного материала по крупности и удельному весу осуществляется в наибольшей мере в результате избирательного выноса его из стержневой зоны на береговые отмели и поймы (латеральное переотложение). Этим определяется поперечная к руслу зональность в его распределении.

Механический рудный материал, попавший в долину, постоянно взаимодействует с водой, в большей или меньшей степени растворяясь в ней.

Плохо растворимые рудные минералы и соединения в основном транспортируются механическим путем, образуя *потоки существенно механического рассеивания*.

Растворение других минералов и соединений может происходить достаточно интенсивно. Этому способствует, в частности, измельчение их при механическом переносе. Только что попавшие таким образом в раствор элементы смешиваются с элементами, принесенными в растворенном

состоянии непосредственно с участков месторождений. В результате формируется общий гидрохимический поток рассеяния. Взаимодействие со свежим донным осадком или аллювием приводит к частичному осаждению элементов. В некоторых районах наблюдается подвижное равновесие между элементами в донных осадках и водах.

Осаждению рудных элементов (Mo, Pb, V, Ti, Co, No, Zn и др.) способствует физико-химическая обстановка, создаваемая органическим веществом и минералами глин. Этим в значительной мере объясняется наблюдаемая обычно более высокая концентрация упомянутых рудных элементов в тонком материале аллювиальных отложений, причем особенно рек гумидных областей. С течением времени прочность связей элементов с твердыми частицами увеличивается. Формируются литохимические потоки в аллювии, имеющие *существенно солевую природу рассеяния*. Об их природе свидетельствует изменение соотношения между элементами (и их изотопами) в одинаковом тонком материале из нижних и средних частей потоков по сравнению с головными.

В соответствии с закономерностью нахождения тонкого материала в инстративном и перстративном аллювии наблюдается поперечная к долинам и продольная зональность в распределении рудных элементов в существенно солевых литохимических потоках рассеяния.

Таким образом, в аллювии формируются потоки существенно механического и существенно солевого рассеяния, что нашло отражение в классификации. Четко разделить потоки в аллювии на образованные в результате только механического и только солевого рассеяния в природных условиях, как правило, не представляется возможным.

Потоки смешанного существенно механического и солевого рассеяния образуются и в *пролювиальных отложениях*, представляющих собой устьевые выносы русловых водотоков и имеющих наибольшее развитие в районах с засушливым климатом.

*Ореолы механического рассеяния.* К ореолам чисто механического рассеяния с уверенностью можно отнести ореолы, образующиеся на участках месторождений в результате разветвления рудного материала ветрами. Этот тип ореолов изучен мало. Наиболее характерен он для аридных областей и месторождений, дающих при выветривании мелкий и тонкий материал. Большое значение имеет топографическое положение рудных выходов: благоприятно расположение их на выступах рельефа с наветренной стороны. По отрывочным сведениям, ореолы имеют изометрическую в плане конфигурацию или несколько вытянутую в соответствии с направлением господствующих ветров.

*Ореолы солевого рассеяния.* Ореолы солевого рассеяния образуются подземными водами в условиях, когда субтерральная механическая транспортровка рудного материала практически исключается. Речь при этом идет не о частных местных его перемещениях, а о процессе, приводящем к формированию основных свойств ореолов — их размеров, концентрации и состава.

Рассеяние рудного вещества в растворах происходит в различных четвертичных континентальных образованиях и более древних породах. При этом могут не только образоваться новые ореолы, но и произойти надстраивание и расширение литохимических, образованных иным путем.

В трещиноватых и пористых разностях коренных пород солевое гипергенное рассеяние приводит к появлению вторичных ореолов месторождений, выходящих за пределы первичных.

Рудные элементы откладываются потоком грунтовых вод на путях его движения, что определяет вытянутость вторичных ореолов в направлении местного базиса эрозии. По-видимому, ко вторичным ореолам могут быть отнесены также и ореолы, образованные в зоне цементации некоторых месторождений в процессе вторичного их обогащения. В глинистых корах выветривания замечено появление ореолов солевого рассеяния на пери-

ферри остаточных ореолов, иногда существенно выходящих за их пределы опять-таки преимущественно в направлении движения потока грунтовых вод. Солевая природа этих ореолов устанавливается по изменению соотношения между рудными элементами, обладающими различными коэффициентами водной миграции.

На месторождениях, перекрытых пологозалегающими толщами аллохтонного материала (озерные глины, морены, аллювиальные эоловые и другие отложения Тг, Q или более древние), обнаруживаются надстроенные в гидроморфных условиях эпигенетические солевые ореолы с вертикальной мощностью от единиц до десятков метров.

В первоначально безаномальных склоновых отложениях, перекрывающих месторождения и их первичные и вторичные ореолы, в случае перехода этих отложений в гидроморфные условия образуются эпигенетические ореолы солевого рассеяния, иногда (преимущественно в нижних частях склонов) захватывающие всю их толщу и выходящие на поверхность.

Известные трудности связаны с отнесением к ореолам чисто солевого рассеяния литохимических аномалий, образованных на выходах источников. Субтерральное солевое рассеяние (транспортировка грунтовыми водами смешение с ними) здесь завершается отложением на физико-химических барьерах рудных элементов в субэкральных или субаквальных условиях в склоновых, пролювиальных, аллювиальных или озерных отложениях. Если транспортирование элементов на этом практически прекращается и формирование наблюдаемой аккумуляции (на данном этапе) в основном заканчивается, то образованные таким образом ореолы должны быть отнесены к ореолам солевого рассеяния.

Но на крупных пролювиальных веерах возможно дальнейшее перемещение рудного вещества с участием механических и солевых процессов. В этих случаях в зависимости от преобладания того или иного процесса наблюдаемые аномалии целесообразно относить к ореолам существенно механического или существенно солевого рассеивания в том или ином типе континентальных отложений.

Своеобразны *ореолы солевого рассеяния в почвах*. Они образуются в случае положительного баланса между солевым привносом рудных элементов в почву и их выносом. Такой баланс прежде всего характерен для гидроморфных почв, в которых происходит биологическое (транспирация солей растениями) и геохимическое (капиллярный, капиллярнопленочный подъем солей) накопление элементов. Созданные таким образом ореолы могут быть встречены в гидроморфных аллювиальных и болотных глее-мерзлотно-таежных, глее-подзолистых, тундровых глеевых, луговых почвах, солончаках и солодах.

Положительный баланс характерен для многих элементов и при наличии геохимического выноса, который, однако, не превышает биологический их привнос. Это возможно в палеогидроморфных почвах с реликтами солевой аккумуляции (красно-бурых, пустынных и черноземных), автоморфных (например, бурых лесных) и палеоавтоморфных (например, красно-желтых ферраллитных на древних корях).

Для более узкого круга элементов, прочно закрепляющихся в почвенных горизонтах, положительный баланс возможен также и в классе разнообразных горных почв, хотя в них биологическому привносу противостоит не только солевой геохимический, но и механический выносы, сумма которых, однако, не должна превышать первый.

Формирование солевых ореолов в результате почвообразовательных процессов происходит за счет руд, остаточных ореолов и ореолов рассеяния в самых различных континентальных образованиях. При этом наблюдается надстраивание ранее образованных ореолов, приводящее к увеличению важнейшего параметра вторичных ореолов — их вертикальных размеров. Хотя такое увеличение редко выходит за пределы первых

метров, практическое его значение очень велико, поскольку оно приближает осязаемые ореолы к поверхности или выводит их на поверхность, даже если до наложения почвообразовательных процессов они были скрытыми или настолько слабыми, что не поддавались регистрации. Эти обстоятельства облегчают обнаружение ореолов и делают поиски месторождений более успешными.

**Формации элементарных ореолов.** Выше говорилось о том, что из элементарных ореолов естественно составляют собственно ореолы месторождений. Полигенность этих ореолов затрудняет генетическую их классификацию. При этом, однако, может быть использована определенная историческая направленность гипергенных процессов в районах. Этим обуславливается характер, последовательность образования и определенность взаимосвязи, т. е. те или иные формации элементарных ореолов в каждом районе. Например, для пустынных гористых ландшафтов характерно следующее сопряжение элементарных ореолов молибденовых месторождений: 1) существенно физического выветривания, невыщелоченных в маломощных термофракционных корах выветривания, 2) существенно механического рассеяния в делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложениях, а при определенных условиях также 3) механического рассеяния в эоловых отложениях.

В горно-таежных ландшафтах с мерзлотой характерна иная ассоциация элементарных ореолов таких же месторождений: 1) выщелоченных остаточных ореолов в хемоморфных корах, 2) существенно механического рассеяния в солифлюкционных накоплениях, 3) существенно солевого рассеяния в аллювии. Эта ассоциация образует типичную формацию этих ландшафтов. Помимо пустынной и горно-таежной на подобном же основании выделяются и другие ландшафтные формации ореолов месторождений, что схематически отражено на фиг. 2.

В заключение подчеркнем, что ореолы, сформированные во всех указанных выше континентальных образованиях и являющиеся сингенетическими им, формируются по законам, соответствующим законам континентального осадкообразования. Поэтому теоретической основой для изучения ореолов механического и существенно механического рассеяния месторождений должно быть *учение о континентальных осадочных образованиях*.

Для изучения ореолов солевого и существенно солевого рассеяния наибольшее значение имеют вопросы, касающиеся растворения и водной миграции элементов, и вопрос о геохимических барьерах в зоне гипергенеза. Главной теоретической основой при этом должно быть *учение о геохимии ландшафтов*.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1959.
- Соловов А. П. Классификация ореолов рассеяния рудных месторождений.— В кн.: Глубинные поиски рудных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Софронов Н. И. К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке.— Проблемы советской геологии, 1936, № 4.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР. М., «Наука», 1966, вып. 161.
- Шарков Ю. В. О необходимости учета при металлометрических поисках истории развития вторичных ореолов рассеяния.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Hawkes H. E., Webb J. S. Geochemistry in Mineral Exploration. Harpers Geoscience Series. N. Y., 1962.

УДК 553.068.5

## АВТОХТОННЫЕ И АЛЛОХТОННЫЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

*И. П. КАРТАШОВ*

В генетическом типе аллювиальных россыпей четко выделяются автохтонный и аллохтонный подтипы. Автохтонные россыпи возникают из тех частиц полезных ископаемых, которые почти не перемещаются водными потоками. Верхние (по течению) части этих россыпей вплотную примыкают к коренным источникам или их проекциям в речные долины. Аллохтонные россыпи, состоящие из тех частиц полезных ископаемых, которые свободно переносятся водными потоками, могут возникать на значительном удалении от коренных источников. Одни и те же полезные ископаемые могут образовывать россыпи обоих подтипов, но в зависимости от удельного веса, прочности и других свойств одни минералы (Au, Pt, касситерит и др.) образуют главным образом автохтонные россыпи, а другие (ильменит, циркон и др.) — главным образом аллохтонные. Различия в механизме формирования ведут к заметным морфологическим различиям между автохтонными и аллохтонными россыпями. Эти различия необходимо учитывать при их поисках и разведке.

Обсуждение любых проблем, касающихся россыпных месторождений полезных ископаемых, приходится начинать с обсуждения самого понятия «россыпь», так как это понятие довольно противоречиво. Чаще всего россыпями называют «рыхлые или сцементированные скопления обломочного материала, содержащие в виде обломков же то или иное полезное ископаемое» (Билибин, 1955, стр. 9). А. В. Хрипков (1963), а за ним С. С. Лапин (1965) предложили относить понятие «россыпь» только к самым полезным компонентам, исключая из него вмещающие отложения. На мой взгляд, это предложение, дающее более удобную основу для интерпретации геологического возраста россыпей и изучения истории их развития, заслуживает принятия. Однако оно не снимает противоречий, содержащихся в понятии «россыпь».

В ходе перемещения различными экзогенными процессами рыхлых отложений, содержащих то или иное количество «россыпных» минералов, возникают зоны концентрации этих минералов и зоны их рассеяния. В первых содержание полезных компонентов увеличивается — происходит формирование и рост россыпи; во вторых — уменьшается — россыпь постепенно разрушается и, в конце концов, может оказаться полностью уничтоженной. Геолог, изучающий россыпи в их историко-геологическом аспекте, имеет право называть россыпями только скопления зон концентрации. Ведь отнесение термина «россыпь» к ореолам рассеяния означало бы, что между процессами накопления полезных ископаемых в россыпи и постепенного уничтожения их концентраций не делается принципиального различия.

В то же время содержания полезных компонентов на отдельных участках ореолов рассеяния могут быть достаточно высокими, для того чтобы эти компоненты было целесообразно добывать. Очевидно, такие скопления полезных ископаемых нельзя исключать из числа россыпных

месторождений. В первую очередь, это относится к ореолам рассеяния алмазов, высокая ценность которых делает рентабельной отработку россыпей даже с очень невысоким содержанием.

Сохранение промышленных содержаний полезного ископаемого — единственный критерий применения термина «россыпь» к некоторым ореолам расоения «россыпных» полезных ископаемых. Так, переотложение террасовых россыпей в поймы рек происходит под действием склоновых процессов и обычно сопровождается уменьшением содержания полезных компонентов нередко до непромышленного. Тем не менее для более точного отражения всей динамики развития аллювиальных россыпей скопления «россыпных» минералов, движущиеся по деформированным склоновыми процессами террасам (террасоувалам) или склонам террас, целесообразно рассматривать как особый гетерогенный (аллювиально-коллювиальный) вид россыпей — террасоувальные россыпи (Шило, 1958).

Таким образом, термин «россыпь» в его классическом понимании и трактовке А. В. Хрипкова и С. С. Лапина может применяться в разных значениях, иногда исключаящих друг друга. Очевидно, пользуясь этим термином, следует иметь в виду существование этих разных значений и в необходимых случаях делать соответствующие оговорки.

Одну из первых генетических классификаций россыпей, не утратившую своего научного значения и до настоящего времени, создал Ю. А. Билибин более 30 лет назад. В ней было отмечено, что кроме видовых различий аллювиальных россыпей, зависящих от их связей с определенными формами рельефа, существует более общее различие, позволяющее группировать виды аллювиальных россыпей в два подтипа. Характеризуя россыпи Au и Pt, Ю. А. Билибин указывал, что это различие определяется существованием двух групп фракций металла, различающихся своим поведением в водном потоке. В первом подтипе он объединял русловые, долинные и террасовые россыпи, локализующиеся в основании аллювиальных горизонтов и трещинах коренных пород, подстилающих эти горизонты, и возникающие из сравнительно крупных частиц «пластового» металла.

Ко второму подтипу он относил косовые россыпи, локализующиеся в верхних частях аллювиальных горизонтов, располагающиеся ниже по течению относительно «пластовых» россыпей и состоящие из мелких частиц «косового» металла. Дельтовые россыпи, которые Ю. А. Билибин не относил к аллювиальным, но рассматривал как «косовые россыпи, достигшие участков аккумуляции» (Билибин, 1955, стр. 262), очевидно, следует включать в тот же подтип аллювиальных россыпей, что и косовые, — по крайней мере в тех случаях, когда они связаны с внутренними (континентальными) дельтами. Ю. А. Билибин считал, что «пластовый» металл русловых, долинных и террасовых россыпей перемещается водными потоками волочением по дну, а мелкий «косовой» металл «переносится водными потоками во взвешенном и полувзвешенном состоянии» (Билибин, 1955, стр. 155), и именно этим объяснял различия между двумя подтипами аллювиальных россыпей.

Это разделение аллювиальных россыпей на два подтипа, к сожалению, не было отражено в большинстве классификаций россыпей, разработанных позднее (Рожков, 1958; Шило, 1958; Трофимов, 1960; и др.). Лишь в немногих работах последних лет показано, что оно отражает реально существующие различия в особенностях строения и формирования россыпей, учитывать которые просто необходимо для правильного понимания этих особенностей (Карташов, Шило, 1960; Карташов, 1965; Шанцер, 1965). При этом приходится констатировать, что современный фактический материал не позволяет безоговорочно принять предложенное Ю. А. Билибиным объяснение причин существования этих различий и применявшуюся им терминологию.

Во-первых, все косовые россыпи локализуются в отложениях русловой фации, в материале, переносимом преимущественно волочением по дну. В пойменном и старичном аллювии, материал которого переносится преимущественно во взвешенном состоянии, не встречаются косовые россыпи даже такого сравнительно легкого минерала, как алмаз (Дьяков, 1960). По-видимому, Ю. А. Билибин ошибался, считая, что «косовые» полезные ископаемые переносятся во взвешенном состоянии. Во-вторых, Н. А. Шило (1949, 1956 и др.) на ряде убедительных примеров показал, что золото «пластовых» россыпей практически не перемещается вниз по течению при переотложении этих россыпей врезающимися реками. Дополнительные примеры такой ничтожной подвижности россыпного золота были приведены Н. Г. Бондаренко (1957). Очевидно, косовые и «пластовые» россыпи резко различаются характером локализации и особенностями строения не из-за различий в способе переноса «россыпных» минералов, а из-за того, что «пластовые» россыпи, в отличие от «косовых», формируются из таких частиц полезных ископаемых, которые почти не переносятся водным потоком и накапливаются в непосредственной близости от коренных источников.

Названия, применявшиеся Ю. А. Билибиным для подтипов аллювиальных россыпей, неудачны, так как они совершенно не отражают различий в механизме их образования. Кроме того, применение видового названия «косовые россыпи» ко всему подтипу, в который входят и другие виды, может вызвать путаницу, а название «пластовые россыпи» по своему смысловому значению одинаково подходит ко всем аллювиальным россыпям, в том числе и косовым. Мне кажется целесообразным назвать эти два подтипа россыпей, из которых один возникает в непосредственной близости от коренных источников, а другой — на любом более или менее значительном расстоянии от них соответственно *автохтонным* и *аллохтонным*. Эти общепринятые геологические термины в применении к россыпям четко характеризуют основные различия в способе их образования и не требуют никаких пояснений. К. В. Никифорова (1960) уже применяла эти термины к россыпям, придавая им близкое предлагаемому здесь, хотя и не идентичное, значение.

Возвращаясь к вопросу о поведении золота автохтонных россыпей в водных потоках, следует отметить, что и Н. А. Шило, и Н. Г. Бондаренко объясняли вытянутость этих россыпей вдоль речных долин тем, что основная масса Au поступает в реки не в свободном состоянии, а в виде включений в обломках вмещающих пород. Эти обломки переносятся реками, превращаясь в гальку, и основная масса Au попадает в автохтонные россыпи уже в результате разрушения этой гальки. Однако эти представления плохо объясняют такие особенности строения россыпей, как закономерные изменения крупности Au вдоль по долинам, определенные зависимости колебаний содержания Au от формы плотика и т. п. Наблюдения А. В. Хрипкова (1958) позволили ему выделить «пассивные» и «активные» фракции Au автохтонных россыпей — практически неподвижные и медленно смещающиеся вниз по течению. Граница между этими фракциями колеблется в зависимости от гидродинамических особенностей водного потока.

*Практически неподвижные «пассивные» фракции* — это такие частицы, перемещение которых вниз по течению во время врезаний с амплитудами в десятки метров, не улавливается нашими наблюдениями. Однако в большинстве районов развития аллювиальных россыпей континентальные условия, характеризующиеся преобладанием деструкции над аккумуляцией, длятся миллионы и десятки миллионов лет, причем нередко в течение всего этого периода россыпи продолжают получать полезные ископаемые из разрушающихся коренных источников. В таких условиях суммарные амплитуды врезаний могут достигать километров и десятков

километров, а смещения «пассивных» фракций вниз по течению — сотен метров и первых километров.

Мне кажется наиболее правдоподобным предположение о том, что вытянутость автохтонных россыпей вдоль речных долин объясняется прежде всего длительностью их формирования и многократным чередованием стадий врезания, в результате чего даже «пассивные» фракции успевают переместиться вниз по течению. Так как перемещение минералов автохтонных россыпей вниз по течению происходит очень медленно, на одном и том же участке речной долины задерживаются полезные компоненты, освобождающиеся из коренных месторождений и поступающие в реки в разное время — происходит длительное накопление полезных ископаемых в россыпи.

Присоединение вновь поступивших в реки полезных ископаемых к ранее накопленным может происходить только во время стадий врезания, так как ни в стадию равновесия, ни тем более в стадию накопления аллювия водные потоки не соприкасаются с россыпными концентрациями, локализующимися на плотике. Но минералы, поступающие в реки в течение стадий равновесия и накопления аллювия, могут образовывать отдельные автохтонные россыпи, локализующиеся в основании перстративного руслового аллювия, на кровле плотикового аллювия (стадия равновесия) или внутри толщи констративного аллювия (стадия накопления аллювия). Они располагаются на тех же участках речных долин, что и автохтонные россыпи, локализующиеся на плотике, отделяясь от них аллювием, не содержащим россыпных концентраций.

В констративных толщах могут присутствовать несколько таких россыпей, располагающихся одна над другой. Поскольку в таких россыпях, существующих в геологическом масштабе времени очень недолго, концентрируются полезные ископаемые, поступающие в реки в течение одной стадии равновесия или накопления аллювия, эти россыпи всегда беднее россыпей, локализующихся на плотике и являющихся результатом длительного накопления полезных ископаемых. Однако и они нередко имеют промышленное значение. Существенные генетические отличия таких автохтонных россыпей от россыпей, накапливающихся на плотике, позволили разделить автохтонные («пластовые») россыпи на две группы — плотиковых и надплотиковых россыпей (Карташов, Шило, 1960). Формирование русловых россыпей классификации Ю. А. Билибина теснейшим образом связано со стадией врезания, во время которой не могут формироваться надплотиковые россыпи. Поэтому в группе надплотиковых россыпей не выделяются русловые россыпи. Остальные виды россыпей классификации Ю. А. Билибина — долинные и террасовые — к которым следует добавить еще один вид, выделенный Н. А. Шило (1958), — водораздельные россыпи отмерших участков речной сети — свойственны обеим группам автохтонных россыпей.

В автохтонных россыпях, плотиковых и особенно надплотиковых, кроме «пассивных» и «активных» фракций полезных ископаемых, составляющих основное богатство этих россыпей, почти всегда присутствует какое-то количество мелких частиц, свободно перемещающихся вместе со всем аллювиальным материалом. Во время каждого врезания плотиковые россыпи не только пополняются полезными ископаемыми за счет присоединения к ним надплотиковых, но и обедняются за счет выноса за пределы зон концентрации самых мелких частиц и какого-то количества «активных» фракций. Пока поступление полезных компонентов превышает вынос, запасы россыпи растут, при обратном соотношении поступления и выноса — уменьшаются. Но автохтонные плотиковые россыпи, даже при полном уничтожении их коренных источников, могут существовать в течение многих стадий развития рек за счет «пассивных» фракций полезных компонентов.

За счет частиц полезных ископаемых, вынесенных водными потоками за пределы зон концентрации автохтонных россыпей, формируются ореолы рассеяния, в пределах которых полезные компоненты, очевидно, уже не могут концентрироваться в автохтонных россыпях. Однако в зависимости от гидродинамических особенностей потока, переносящего, отлагающего и вновь вовлекающего в движение рыхлый материал вместе с содержащимися в нем полезными компонентами, на русловых косах и отмелях могут возникать другие концентрации полезных ископаемых — аллохтонные россыпи. От автохтонных они отличаются тем, что, возникая из минералов, перенесенных водными потоками на более или менее значительные расстояния, отделяются от коренных источников участками долин, не содержащими россыпных концентраций, и локализуются не в нижних, а в поверхностных горизонтах аллювия той генерации, одновременно с которой формируются.

Механизм формирования аллохтонных россыпей достаточно подробно охарактеризован Ю. А. Билибиным на примере косовых россыпей Аи. В общих чертах его можно представить как остановку рыхлого материала, содержащего полезные компоненты, на косах и отмелях, последующий смыв с поверхности этих кос и отмелей частиц рыхлого материала с небольшим удельным весом и соответствующее обогащение поверхностных слоев аллювия полезными компонентами. Е. В. Шанцер (1965) предполагает существование и другого механизма формирования подобных россыпей. По его мнению, сортировка аллювиального материала по размерам, происходящая в ходе его переноса, может приводить к возникновению концентраций некоторых минералов (например, ильменита), отличающихся преобладанием зерен определенной размерности. Для решения вопроса о том, в каких соотношениях между собой находятся эти два процесса и какой из них играет большую роль в формировании аллохтонных россыпей, видимо, нужны дополнительные исследования. Однако в любом случае не приходится сомневаться в том, что гидродинамические особенности водных потоков, не играющие существенной роли в возникновении автохтонных россыпей — важнейший фактор формирования аллохтонных концентраций.

На участках речных долин, охваченных процессом врезания, в условиях резкого преобладания выноса рыхлого материала над поступлением, аллохтонные россыпи, содержащие преимущественно мелкие, легко переносимые водными потоками частицы полезных ископаемых, возникать, очевидно, не могут. На участках долин, находящихся в стадии динамического равновесия, возникают косовые россыпи — маломощные образования, локализующиеся в самых верхних горизонтах перстративного руслового аллювия. Возникая на участках накопления аллювия, косовые россыпи «накладываются» одна на другую и образуют мощные продуктивные пласты, которые, несомненно, следует рассматривать как другие виды аллохтонных россыпей. Это уже упоминавшиеся дельтовые россыпи, россыпи «галечных равнин» (Лидгрэн, 1932; Билибин, 1955) или «широких аллювиальных равнин» (Трофимов, 1960) и еще не выделявшиеся ни в одной из опубликованных классификаций долинные, террасовые и водораздельные аллохтонные россыпи.

Принадлежность дельтовых россыпей к аллювиальному генетическому типу, правда, не всегда бесспорна. Аллювиальный генезис континентальных (внутренних) дельт и связанных с ними россыпей, конечно, не вызывает никаких сомнений. Что же касается «настоящих» дельт, то их обычно считают полигенными флювиально-морскими или флювиально-озерными образованиями. Детальное расчленение отложений, слагающих такие дельты, позволяет выделить морские или озерные огложения подводной части дельты, аллювиальные отложения внутренних частей надводной дельты и аллювиально-морские или аллювиально-озерные отложения краевых частей надводной дельты. Очевидно, россыпи, локализуя-

щиеся в морских или озерных отложениях подводной части дельты, не следует относить к дельтовым. Это скорее россыпи прибрежных подводных отмелей. Среди россыпей, локализующихся в надводной части дельты, большинство с полным основанием можно относить к аллювиальному генетическому типу, как это и сделано в классификации В. С. Трофимова (1960). И лишь незначительная часть дельтовых россыпей, формирующаяся по краям надводных дельт под совместным действием речных и волноприбойно-прибрежных процессов, заслуживает выделения в гетерогенный аллювиально-морской или аллювиально-озерный вид. Как правило, такие россыпи сливаются с аллювиальными дельтовыми россыпями, образуя единые продуктивные пласты.

Аллохтонные аллювиальные россыпи, аналогичные по способу образования дельтовым или россыпям аллювиальных равнин, очевидно, могут возникать в ходе процесса накопления аллювия повышенной мощности и на таких участках речных долин, где этот процесс вызывает только превращение перстративной поймы в констративную, а не ведет к формированию дельт или аллювиальных равнин. Примером подобной аллохтонной долинной россыпи может служить Куранахская россыпь Au в Центрально-Алданском районе. Аллохтонные долинные россыпи других минералов, отличающихся меньшим удельным весом, по всей вероятности, встречаются много чаще, чем такие же россыпи Au. Ограниченность сведений о существовании подобных россыпей, несомненно, объясняется только тем, что на различия между аллохтонными и автохтонными долинными россыпями до сих пор не обращали должного внимания. Характеризуя ту или иную долинную россыпь, нередко ограничиваются ее отнесением к этому виду, не приводя при этом тех сведений, которые необходимы для отнесения ее либо к аллохтонному подтипу, либо к одной из групп (плотиковой или надплотиковой) автохтонного подтипа.

Существование аллохтонных долинных россыпей позволяет утверждать, что к этому подтипу могут относиться также террасовые и водораздельные россыпи. Таким образом, каждое из трех видовых названий россыпей — долинные, террасовые и водораздельные — характеризует только связь россыпей с современным рельефом и относится к россыпям, существенно различающимся особенностями своего строения и формирования в зависимости от принадлежности к аллохтонному или автохтонному подтипу, а в последнем случае — к плотиковой или надплотиковой группе. Эти названия, следовательно, нельзя употреблять, не указывая принадлежности россыпей к тому или иному подтипу или группе. Без таких оговорок сравнительный анализ строения аллювиальных россыпей различных полезных ископаемых вообще невозможен. Сравнивая между собой долинные россыпи Au и, например, ильменита, и не учитывая при этом, что первая относится к плотиковой группе автохтонного подтипа, а вторая — к аллохтонному подтипу, можно прийти к совершенно ошибочному выводу о том, что даже самые общие закономерности формирования россыпей различных полезных ископаемых — различны.

В таблице дано сравнение основных особенностей строения и формирования россыпей аллохтонного подтипа и плотиковой и надплотиковой групп автохтонного подтипа.

Одни и те же «россыпные» минералы способны образовывать аллювиальные россыпи обоих подтипов. В то же время каждый из этих минералов «предпочитает» концентрироваться в россыпях определенного подтипа. У одних минералов это «предпочтение» выражено не очень резко — например, среди промышленных россыпей Au, несомненно, преобладают автохтонные, но и аллохтонные, особенно косовые, не представляют большой редкости; у других оно проявлено настолько сильно, что все известные аллювиальные россыпи, очевидно, относятся к какому-либо одному подтипу. Так, ильменит-цирконовые аллювиальные россыпи, по-

**Основные особенности строения и формирования автохтонных и аллохтонных аллювиальных россыпей**

Условия образования россыпей	Автохтонные		Аллохтонные
	плотиковые	надплотиковые	
Располагаются	в непосредственной близости от коренных источников, в плане примыкая к ним своими верхними (по течению) частями		на более или менее значительном расстоянии от коренных источников, отделяясь от них участками ореолов рассеяния
Локализуются	в инстративном русловом и плотиковом аллювии (обычно в его нижних горизонтах) и трещинах коренных пород плотика	в основании перстративного руслового аллювия и толщах констративного руслового аллювия; как правило, на тех же участках долин, что и плотиковые россыпи	в поверхностных горизонтах перстративного руслового аллювия и толщах констративного руслового аллювия; как правило, ниже по течению, чем автохтонные россыпи
Вмещающие отложения формируются	в течение стадии врезания и этапа речной абразии	в течение стадий динамического накопления аллювия	полностью разрушаются
При размыве вмещающих отложений во время стадии врезания	не разрушаются, а перемещаются на уровень нового дна долины	перемещаются на уровень дна долины, присоединяясь к плотиковым россыпям и пополняя их запасы	
Состоят из минералов	поступивших в реки непосредственно из коренных месторождений или переотложенных из россыпей и не вынесенных водными потоками за пределы зон концентрации		принесенных в зоны концентрации водными потоками
Накапливаются в течение	всего времени разрушения коренных месторождений, охватывающего, как правило, многочисленные смены стадий развития рек	последних стадий динамического равновесия и (или) накопления аллювия	
Формируются в результате	разделения рыхлых отложений по удельному весу на частицы, уносимые водным потоком и остающиеся на месте; механизм этой сортировки почти не зависит от гидродинамических особенностей водных потоков		остановки движущихся частиц определенного удельного веса и крупности с последующим выносом более легких частиц; эта тонкая дифференциация находится в прямой зависимости от гидродинамических особенностей потоков

видимому, представлены одним аллохтонным подтипом (Нестеренко, Цибульчик, 1965; и др.).

Не приходится сомневаться в том, что это «предпочтение» определенных подтипов аллювиальных россыпей, как и степень его выраженности, зависят от всего комплекса таких свойств минералов, как удельный вес, преобладающая крупность зерен, устойчивость к истиранию и химическому выветриванию, хрупкость и т. п. В то же время, любое из этих свойств, взятое отдельно, не влияет решающим образом на способность минералов образовывать россыпные концентрации обоих подтипов. Справедливость этого утверждения по отношению к удельному весу доказывается тем, что и самые тяжелые (Au, Pt) и самые легкие из «тяжелых» минералов (алмаз) образуют и автохтонные и аллохтонные аллювиальные россыпи. Примеры существования тех и других россыпей Au уже приводились. Пример автохтонных россыпей алмаза, по-видимому, — россыпи небольших водотоков, непосредственно примыкающие к коренным источникам и отличающиеся наибольшим богатством (Алмазы Сиби-

ри, 1957, стр. 146; Дьяков, 1960, стр. 194; Крутойрский и др., 1965, стр. 293).

Большинство аллювиальных россыпей алмаза, располагающихся на значительном удалении от коренных источников, по-видимому, относится к аллохтонному подтипу. Правда, решать этот вопрос на основе литературных данных не так просто. С одной стороны, во многих работах, посвященных россыпям алмаза, термины «русловая» и «косовая» относятся к россыпям одного аллохтонного подтипа (Алмазы Сибири, 1957; Дьяков, 1960; и др.), а иногда и просто употребляются как синонимы (Леонов, Прокопчук, 1965); с другой,— приходится считаться и с тем, что не только участки концентрации, но и отдельные участки ореолов рассеяния алмаза могут иметь промышленное значение и называться поэтому россыпями. Однако встречающиеся в литературе указания на увеличение содержания алмазов в одних случаях в нижних горизонтах аллювия, а в других — в верхних (Блинов, 1960; Дьяков, 1960) свидетельствуют о том, что среди долинных и террасовых россыпей алмаза, по всей вероятности, встречаются и автохтонные и аллохтонные.

Россыпи алмаза и Au могут также служить примером того, что прочность по отношению к истиранию не влияет решающим образом, на способность минералов образовывать россыпи обоих подтипов. При желании подобные примеры, видимо, можно подобрать и для каждого отдельно взятого свойства минералов. На мой взгляд, это доказывает, что решающее значение в этом отношении имеет только весь комплекс этих свойств.

В настоящее время вряд ли можно оценить относительное промышленное значение каждого подтипа аллювиальных россыпей для всех полезных ископаемых. Для такой оценки нужно проанализировать огромный фактический материал, почти не изучавшийся с этой точки зрения. К тому же по описаниям россыпей, приводящимся в литературе, далеко не всегда можно понять, к какому подтипу относится та или иная россыпь. Между тем такой анализ и соответствующее разделение россыпей на подтипы и группы совершенно необходимы для успешного геологического руководства поисками и разведкой этих месторождений. Автохтонные и аллохтонные россыпи возникают в принципиально различных условиях, резко различаясь историей своего формирования и особенностями строения. Соответственно и геологические критерии перспектив их обнаружения совершенно различны.

В заключение необходимо заметить, что разделение на автохтонный и аллохтонный подтипы, очевидно, свойственно не только аллювиальным россыпям. Аналогичные подтипы встречаются, например, и среди прибрежно-морских и прибрежно-озерных россыпей. Большинство этих россыпей возникает, по-видимому, за счет полезных компонентов, подвергающихся переносу в волноприбойной зоне, и, следовательно, относится к аллохтонному подтипу. Но среди них встречаются и такие, которые возникают за счет разрушения коренных месторождений волноприбойными процессами и выноса значительных количеств «пустой» породы. Примером таких автохтонных прибрежно-морских россыпей может служить Чекурдахская россыпь касситерита на побережье моря Лаптевых (Шило, Павлов, 1965, стр. 65).

Очевидно, способ формирования россыпных концентраций полезных ископаемых, зависящий от различий в способе сортировки рыхлых отложений и способности минералов перемещаться под действием тех или иных экзогенных процессов, должен рассматриваться как классификационный критерий не только для аллювиальных россыпей, но и для россыпей других генетических типов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алмазы Сибири. М., Госгестехиздат, 1957.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Блинов В. А. Некоторые закономерности распределения алмазов в русловой россыпи р. Койвы на западном склоне Среднего Урала. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Россыпи, М., Госгортехиздат, 1960.
- Бондаренко Н. Г. Некоторые вопросы геологии россыпей. Магадан, ОТИ СНХ, 1957.
- Дьяков А. Г. Закономерности размещения молодых алмазоносных россыпей Сибирской платформы. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Россыпи, М., Госгортехиздат, 1960.
- Карташов И. П. Генетическая классификация аллювиальных отложений и связанных с ними россыпей. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Карташов И. П., Шило Н. А. Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Крутоярский М. А., Жуков В. В., Осипова З. В., Пинчук Л. Я., Основные этапы и факторы формирования россыпей алмазов на Анабаро-Оленекском междуречье (северо-запад Якутии). В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Лапин С. С. О понятии «россыпь» и возрасте золотых россыпей. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Леонов Б. Н., Проклопчук Б. И. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и некоторые вопросы методики их поисков. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. М., Цветметиздат, 1932.
- Нестеренко Г. В., Цибульчик В. М. Условия образования и источники питания титано-циркониевых россыпей юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины и ее горного обрамления. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Никифорова К. В. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений в платформенных формациях. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Россыпи, М., Госгортехиздат, 1960.
- Рожков И. С. Морфологические и генетические типы россыпей четвертичного возраста и их сравнительная ценность.— Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 2. М., 1958.
- Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Россыпи, М., Госгортехиздат, 1960.
- Хрипков А. В. Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота сети поисковой разведки. Магадан, ОТИ СНХ, 1958.
- Хрипков А. В. Некоторые особенности россыпей золота.— «Колыма», 1963, № 11.
- Шанцер Е. В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Шило Н. А., О закономерностях накопления тяжелых минералов в аллювиальных отложениях долин Верхне-Колымского нагорья.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 5, 1949.
- Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. Сов. геология, 1956, № 53.
- Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений. Тр. ВНИИ-1, Геология, Магадан, 1958, вып. 36.
- Шило Н. А., Павлов Г. Ф. Главнейшие черты россыпной оловоносности Северо-Востока СССР. В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
4.IX.1969

УДК 549.514.51 : 551.732 + 551.733 (470.23)

**ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ ИЗ КЕМБРО-ОРДОВИКСКОЙ  
ПЕСЧАНОЙ ТОЛЩИ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ**

**Л. Л. КУЛЯМИН, К. К. ХАЗАНОВИЧ**

Приводится описание морфологических типов кварца, которые выделены на основании методики, предложенной в 1951 г. Г. Г. Леммлейном и В. С. Князевым. В вертикальном разрезе свит и по их простиранию с запада на восток устанавливается закономерное изменение содержаний выделенных типов кварца. Эти изменения связываются с изменениями хода седиментационного процесса и относительной роли различных источников обломочного материала.

На северо-западе Русской платформы кембро-ордовикскую песчаную толщу изучал К. К. Хазанович в 1964—1967 гг. в пределах Ленинградской области и прилегающих к ней районов.

В основании песчаной толщи залегают «синие глины» лонтоваского горизонта  $Ст_1$  (Орик, 1956). Нижний член толщи — люкатиский горизонт («эофитоновые» слои), соответствующий зоне *Volborthella tenuis*  $Ст_1$ , сложен пачкой переслаивания алевритовых глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью до 12 м; присутствует только на западе Ленинградской области, выклиниваясь в восточном направлении; залегают на синих глинах со следами стратиграфического перерыва.

Саблинский горизонт (фукоидный, ижорский, тискреский песчаник)  $Ст_2$  —  $Ст_3$ (?) залегают трансгрессивно и с размывом на всех более древних образованиях до кристаллического фундамента включительно. Сложен преимущественно мелкозернистыми кварцевыми песками и песчаниками с подчиненными прослоями зеленоватых глин. Мощность его в приглинтовой полосе Ленинградской области не более 15 м; в южном направлении возрастает до 50—60 м. Саблинский горизонт долгое время считался немым, однако нами в нижней и верхней его частях найдены *Obolus*, *Schmidtites*, *Lingulella*.

Верхний член песчаной толщи — пакерортский комплекс  $O_1$  состоит из «оболовых песчаников» (внизу) и «диктионемовых сланцев» (вверху). Нами в составе этого комплекса рассматриваются (снизу вверх) ладожская, тосненская и тюрисалуская свиты.

Ладожская свита (нижний «оболовый песчаник») представлена светло-серыми кварцевыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитоподобных серо-зеленых глин. В песчаниках рассеяны фосфатные раковины оболид: *Obolus apollinis* Eichw., *Schmidtites celatus* Volb. и др. В Эстонии среди алевролитов присутствуют прослой оболовых ракушников и черных глинистых сланцев с *Dictyonema flabeliforme* Eichw. Мощность свиты не более 6 м. К югу от лингита, как и все отложения пакерортского комплекса, она выклинивается.

Тосненская свита (верхний «оболовый песчаник») сложена разнозернистыми косослоистыми кварцевыми песками с обилием мелких обломков фосфатных раковин. В верхней части свиты местами присутствуют

тонкие линзочки черных глинистых сланцев с *Dictyonema rossicum* Obut. Мощность свиты до 8 м.

Тюрисалуская свита («диктионемовый сланец») состоит из двух пак: нижней, имеющей локальное распространение и представленной черными глинистыми сланцами с частыми прослоями светло-серых алевролитов, и верхней, сложенной только одними сланцами. Мощность свиты до 8 м.

Кровлю кембро-ордовикской песчаной толщи образуют глауконитовые песчаники леэтсеского горизонта  $O_1$ , залегающие трансгрессивно и с размывом на подстилающих образованиях. Мощность горизонта до 5 м, чаще 0,1—0,2 м. Выше по разрезу песчаники сменяются известняками волховского горизонта.

Детальное изучение кембро-ордовикской песчаной толщи, начатое во второй половине XIX в. Х. Б. Шмидтом, продолжили А. Миквитц, М. Э. Янишевский, А. Эпик, Б. А. Некрасов, Т. Н. Давыдова и мн. др. Первые литологические исследования ее провел Л. Б. Рухин (1939). На основании различия механического состава, цвета и текстурных особенностей песчаных пород в составе толщи он выделил саблинскую, ладожскую и тосненскую свиты. На реках Саблинке и Тосне по составу терригенных минералов они мало отличаются друг от друга и на 90—100% сложены кварцем.

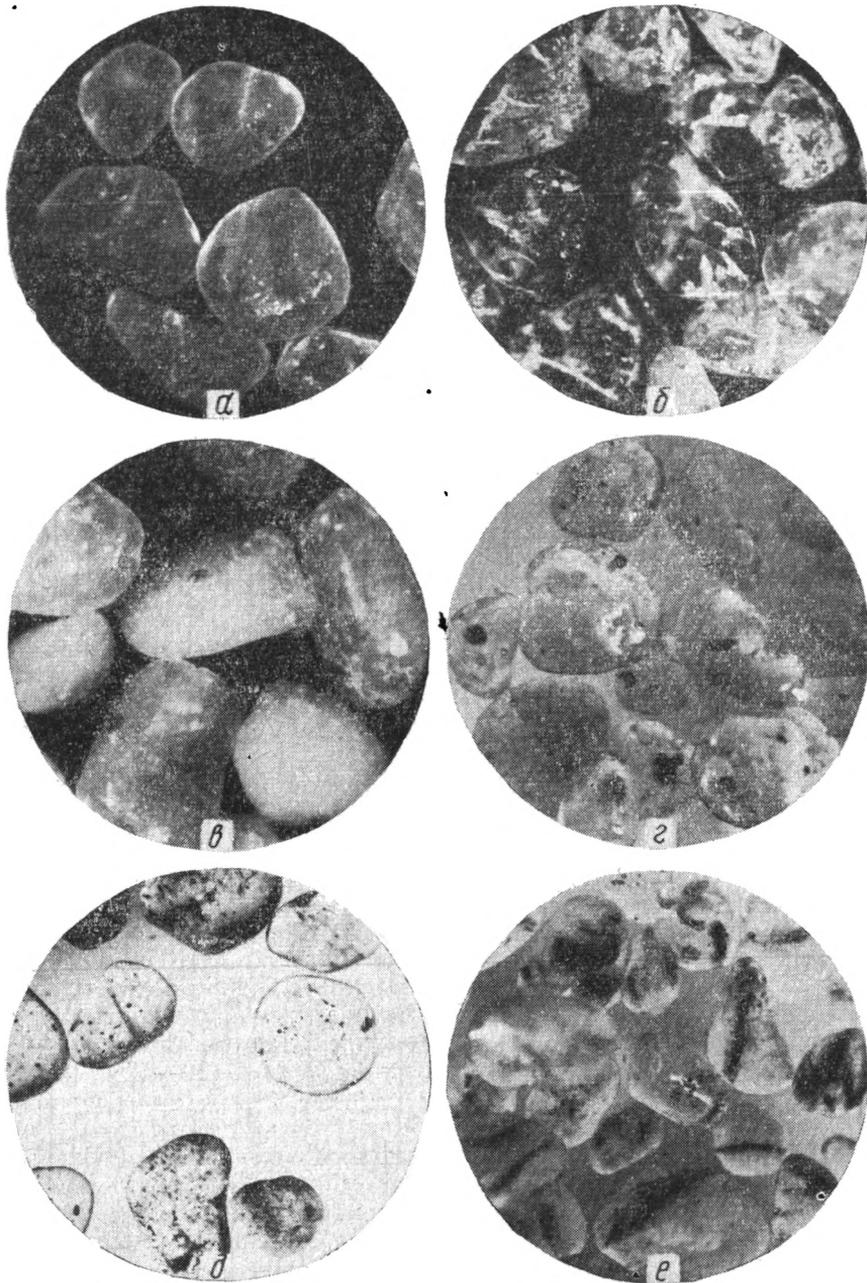
Нами проведен минералогический анализ 250 проб песков с количественным подсчетом минералов легкой и тяжелой фракций. Выяснено, что состав терригенных минералов в различных частях песчаной толщи существенных изменений не претерпевает, в связи с чем нами предпринята попытка расчленить разрез песчаной толщи путем выделения и количественного подсчета различных типов обломочного кварца. В основу была положена методика Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева (1951), применявшаяся ими при изучении продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

Применительно к кембро-ордовикской песчаной толще Ленинградской области методика Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева впервые была использована И. М. Курманом (1955). Обломочный кварц изучался им в 6 пробах, отобранных из саблинской и тосненской свит. По И. М. Курману, типовой состав кварца в этих отложениях резко различен. Так, в песках тосненской свиты 20—30% кварца представлено трещиноватыми разновидностями, полностью отсутствующими в саблинской свите. В составе же последней преобладает кварц непрозрачный (30—50%) и полупрозрачный (50—70%). Забегая вперед, отметим, что наши исследования не подтвердили выводов И. М. Курмана.

Изучение обломочного кварца проводилось нами по следующей методике. После механического анализа песков отбирали среднеспесчаную фракцию (0,25—0,5 мм). Для удаления пленок окислов Fe ее обрабатывали горячей HCl. Процентные содержания различных типов кварца получали после подсчета 200 зерен под биноклем. Анализ выполнен в Тематической экспедиции Северо-Западного геологического управления минералогами В. К. Желко и К. К. Сильмановичем. Всего было проанализировано 106 проб.

В составе фракции установлено 6 морфологических разновидностей кварца: трещиноватый, с крупными минеральными включениями, с мелкими минеральными включениями, молочно-белый, прозрачный и полупрозрачный, с присыпками магнетита по плоскостям роста (фиг. 1). Содержание кварца довольно стабильно для каждого типа как по разрезу, так и по простиранию толщи.

Трещиноватый кварц отличается наличием неправильных, ломаных трещин. Вокруг них тонкие железистые буроватые каемки (фиг. 1, б). Содержание трещиноватого кварца 11—23%, в среднем 17%, вверх по разрезу от 15% для люкатиского горизонта до 22% для леэтсеского



Фиг. 1. Различные типы зерен кварца

*a* — прозрачный, *б* — трещиноватый, *в* — молочно-белый, *г* — с пластинчатыми и изометричными включениями, *д* — с точечными включениями, *е* — с минеральными присыпками по плоскостям роста. В глицерине,  $\times 35$

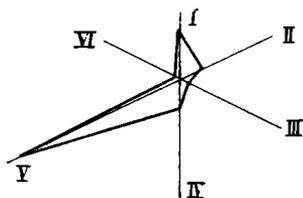
(фиг. 2, 3). По простиранию распределение его не обнаруживает строгой закономерности, однако на фоне колебаний в указанных пределах отмечается общее повышение среднего содержания с запада на восток.

Кварц с крупными минеральными включениями характеризуется высокой прозрачностью и наличием относительно крупных кристаллов биотита, хлорита, амфибола или магнетита (фиг. 1, *г*). Его содержание 3,5—11,5%, в среднем 7,2%. В отличие от предыдущего типа количество его

Фиг. 2. Ассоциация типов кварца кембро-ордовикской толщи Ленинградской области (по результатам 102 анализов)

*I* — трещиноватый кварц, *II* — кварц с крупными включениями, *III* — кварц с мелкими включениями, *IV* — молочно-белый кварц, *V* — прозрачный и полупрозрачный кварц (без включений), *VI* — кварц с магнетитовыми присыпками по плоскостям роста

Фиг. 3. Содержание типов кварца в группах различной окатанности по разрезу песчаной толщи



Фиг. 2

Горизонт, свита	Степень окатанности кварца			Среднее по всем степеням окатанности
	хорошая (А)	средняя (В)	плохая (В)	
пестянский, 0, 1т				
тыришпурская, 0, 1т, 2с				
тошненская, 0, 1с				
падожская, 0, 1д				
саблинский, 0т, 2с, 3б				
люканинский, 0т, 1к				

Фиг. 3

уменьшается снизу вверх от 8 до 5,5%, а по простиранию остается довольно постоянным.

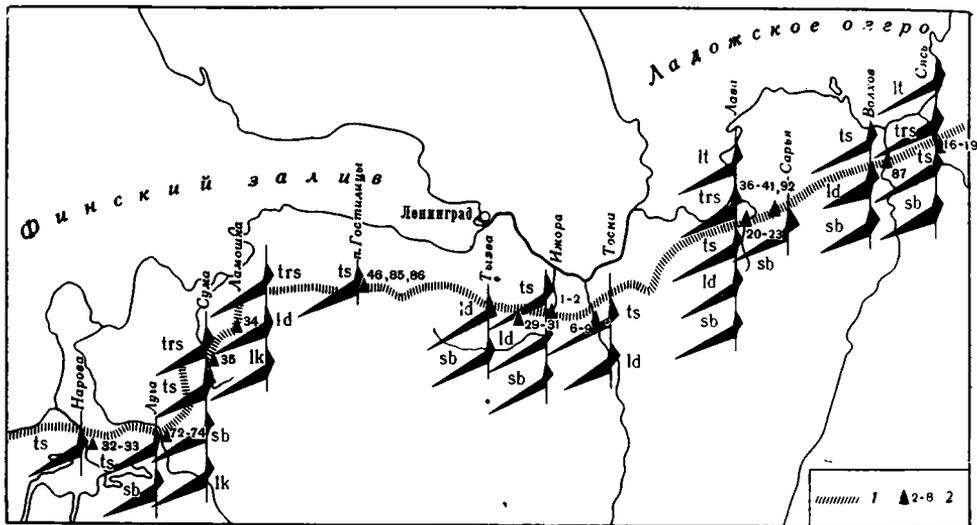
Кварц с мелкими минеральными включениями обладает высокой прозрачностью и содержит иглоподобные включения рудного (углистого?) вещества или равномерно рассеянные субмикроскопические кристаллики биотита и рудного минерала (фиг. 1, д). Содержание его 0—8,5%, в среднем 2,1%. Закономерностей в распределении не наблюдается.

Молочно-белый кварц обязан своим обликом, вероятно, переполняющим его микроскопическим включениям, интенсивно рассеивающим свет (фиг. 1, в). Содержание его 3—18%, в среднем 9,7%. Снизу вверх по разрезу количество кварца несколько уменьшается, а по простиранию с запада на восток для всех горизонтов и свит наблюдается более отчетливое его уменьшение. Лишь в крайних восточных разрезах по рекам Волхову и Сяси содержание молочно-белого кварца снова возрастает (фиг. 4).

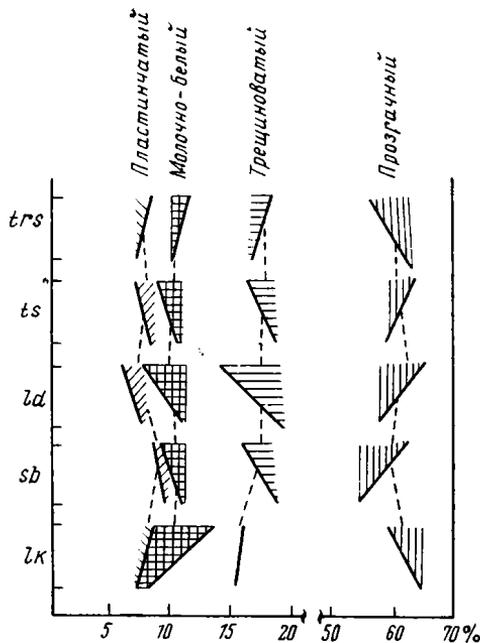
Прозрачный кварц — без включений; полупрозрачный содержит некоторое количество мельчайших включений, которые заметны лишь в проходящем свете вследствие их преломляющих свойств. В отраженном свете включения не видны, что не позволяет отнести этот кварц к типу с мелкими включениями (фиг. 1, д). Объединение прозрачного и полупрозрачного кварца в одну группу целесообразно, поскольку между ними существует непрерывный переход, а какие-либо критерии для разделения отсутствуют. Этот тип резко преобладает над всеми остальными — 52,5—79%, в среднем 62%. В вертикальном и горизонтальном направлениях его среднее содержание не испытывает каких-либо закономерных колебаний.

Кварц с присыпками магнетита по плоскостям роста встречается довольно редко. Его содержание 0—4%, в среднем 1,5%, и не обнаруживает резких изменений ни по разрезу, ни по простиранию толщи.

По степени окатанности кварцевые зерна разделялись на 3 группы: хорошоокатанные (округлые), средней окатанности (угловато-округ-



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Распределение типов кварца в разрезах песчаной толщи

1 — граница современного распространения толщи (Балтийско-Ладожский глинт); 2 — обнажения и их номера. Расшифровку лучевых диаграмм см. на фиг. 2, индексов — на фиг. 3

Фиг. 5. Изменения содержания типов кварца в разрезе отдельных свит песчаной толщи

Пунктирные линии — среднее содержание типов кварца по разрезу. Расшифровку индексов см на рис. 3

лые), плохоокатанные и неокатанные (угловатые). Содержание зерен различной степени окатанности во всех горизонтах и свитах песчаной толщи, а также в лентеском горизонте, оказалось очень близким: хорошоокатанных 61—76%, средней окатанности 14—27%, неокатанных 8—13% (среднее содержание соответственно 67, 22 и 11%).

Содержание различных морфологических типов кварца было подсчитано в каждой из 106 изучавшихся проб отдельно для каждой группы окатанности. При этом установлено, что каждая группа окатанности обладает определенной ассоциацией типов кварца, отличающейся от таковой в остальных группах. В то же время во всех свитах и горизонтах ассоциации типов кварца по одинаковым группам окатанности обнаруживают большое сходство или полностью идентичны. Это иллюстрирует-

ся фиг. 3, где содержания различных типов кварца выражены в виде лучевых диаграмм. Принцип построения диаграмм заимствован из работы В. С. Князева (1951).

Распределение кварца по группам окатанности следующее: *содержание прозрачного кварца с ухудшением степени окатанности уменьшается, а остальных типов — увеличивается*. Исключение составляет трещиноватый кварц. В хорошоокатанных и полуокатанных зернах он ведет себя, так и все остальные типы; среди неокатанных разновидностей содержание его не возрастает, а местами даже уменьшается.

Подсчет средних содержаний различных типов кварца в целом для каждого подразделения песчаной толщи показал, что эти содержания очень близки друг другу (см. фиг. 3). Практически, *все горизонты и свиты песчаной толщи обладают одной и той же кварцевой ассоциацией* (см. фиг. 2). Основные черты этой ассоциации: резкое преобладание прозрачного и полупрозрачного кварца (62%) над всеми остальными типами (38%); среднее по сравнению с другими типами содержание трещиноватого кварца (17%); низкое содержание молочно-белого кварца (9,7%) и кварца с крупными включениями (7,2%); остальных типов мало (в сумме около 4%).

Распределение типов кварца в разрезах отдельных свит показано по принципу построения диаграмм Л. В. Пустовалова (1951). По вертикали установлен ряд закономерных изменений. Так, *отчетливо фиксируется наличие двух групп кварца, ведущих себя антагонистично по отношению друг к другу*. Кварц первой группы — прозрачный и полупрозрачный — в каждой из свит песчаной толщи в среднем присутствует примерно в равных количествах. Однако в разрезе каждой отдельной свиты его содержание изменяется. В люкатиском горизонте и тюрисалуской свите содержание кварца первой группы уменьшается снизу вверх. В саблинской, ладожской и тосненской свитах количество прозрачного кварца вверх по разрезу увеличивается.

Поведение кварца с крупными включениями, молочно-белого и трещиноватого, составляющих вторую группу, прямо противоположно поведению кварца первой группы (фиг. 5).

Содержания различных типов кварца в глауконитовых песчаниках лезтеского горизонта как в целом, так и по группам окатанности в общих чертах отражает ту же ассоциацию, которая характерна для подстилающей песчаной толщи. Отличительные черты — несколько повышенное содержание трещиноватого кварца и пониженное содержание кварца с мелкими включениями.

**Выводы.** Наличие в составе песчаной толщи более или менее постоянного количества неокатанного и полуокатанного материала, а также тождественность содержаний различных типов кварца в разрезе как в среднем, так и по каждой группе окатанности, свидетельствуют о существовании в рассматриваемый период времени постоянной области сноса обломочного материала. Этот материал подвергался длительному переносу и неоднократному переотложению. Вероятным его источником были кристаллические породы Фенно-Скандинавского щита, а также верхнепротерозойские и нижнекембрийские песчаные отложения, развитые на его склонах. Образование верхних слоев песчаной толщи могло происходить частично и за счет перемыва более древних ее частей.

В вопросе о происхождении материала из кристаллических или осадочных пород определяющим признаком, на наш взгляд, является механическая стойкость кварца. При длительном перемыве и переотложении в осадке накапливается более стойкий прозрачный кварц, содержание других типов уменьшается. При интенсивном размыве кристаллических пород происходит обратное.

Распределения типов кварца по разрезу отдельных свит и группам окатанности, с учетом их стойкости к механическому воздействию, отра-

жают, с нашей точки зрения, определенные изменения в роли кристаллических и осадочных пород как источников сноса. Так, по мере отложения песчаных осадков люкатиского горизонта относительная роль источника прозрачного кварца убывала, а кварца остальных типов — возрастала (см. фиг. 5), что может быть связано с постепенным увеличением относительной роли щита как источника сноса обломочного материала. На более интенсивный разрыв кристаллических пород в люкатиское время указывает также повышенное по сравнению с другими свитами содержание кварца второй группы в полуокатанных и неокатанных зернах (см. фиг. 3).

С начала саблинского времени происходило перераспределение относительной роли источников сноса. Постепенно увеличивалось содержание прозрачного кварца, а содержание кварца второй группы вверх по разрезу убывало. Это, видимо, связано с уменьшением роли Фенно-Скандинавского щита как источника сноса, с одной стороны, и усилением разрыва подстилающих образований — с другой. Подобные же выводы можно сделать по данным распределения кварца в разрезах ладожской и тосненской свит. Об уменьшении значения пород щита в привносе обломочного материала в саблинское, ладожское и тосненское время свидетельствует и постепенное снижение содержания кварца второй группы в среднем по свитам и по степеням окатанности.

В течение тюрисалусского времени роль щита постепенно возрастала, в пользу чего свидетельствует заметное повышение содержания кварца второй группы в зернах различной окатанности и в среднем по свите, а также вверх по разрезу. Отложения леедсеского горизонта характеризуются резким повышением плохоокатанного кварца второй группы, а также некоторым увеличением его среднего содержания. Это указывает на усиление роли Фенно-Скандинавского щита как источника сноса, что может быть объяснено приближением береговой линии трансгрессирующего глауконитового моря к районам развития кристаллических пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Е. П. Литология и фации кембрийских, ордовикских и силурийских отложений северо-запада Русской платформы.— В кн.: Авторефераты научных трудов ВНИГРИ, Л., вып. 8, 1951.
- Князев В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряда других отложений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
- Курман И. М. Об условиях образования фосфоритоносных оболовых песчаников Ленинградской области.— Тр. ГИГХС, М., 1955, вып. II.
- Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
- Мююрисепл К. К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в ЭССР по данным обнажений.— В кн.: Тр. ин-та геологии АН СССР, т. 5, 1960.
- Пустовалов Л. В. Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
- Рухин Л. Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, 1939, № 24.
- Рухин Л. Б. Условия отложения кембро-силурийской толщи Ленинградской области.— Докл. АН СССР, 1941, т. XXXI, № 5.
- Orik A. A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. El Sistema Cambrico su Paleogeografia y el problema de su Base. T. I, p. 1, Mexico, 1956.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Дата поступления  
9.IV.1969

УДК 549.623.7

## О ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ ХЛОРИТАХ

**Б. П. ГРАДУСОВ**

Представлены новые экспериментальные данные по диоктаэдрическим хлоридам, содержащимся в малых количествах в ректоритах и дикинтах Дагестана и Кули-Колона, а также обобщены некоторые литературные данные по ассоциациям глинистых минералов с диоктаэдрическими хлоритами. Диоктаэдрические хлориты сопровождаются наиболее устойчивыми глинистыми минералами: слюда-монтмориллонитовыми диоктаэдрическими смешаннослойными образованиями с более или менее сильно развитыми тенденциями к упорядоченному переслаиванию пакетов, дикинтами и накритами. Диоктаэдрические хлориты и их аналоги образуют генетически связанный комплекс с перечисленными глинистыми минералами. Существование диоктаэдрических хлоритов и тосудитов то с К- и Na-ректоромитами, то с дикинтами и накритами обусловлено возможностью частичных их видоизменений с сохранением основного структурного элемента — устойчивого трехэтажного диоктаэдрического слоя. Видоизменения структур сопряжены главным образом с уменьшением количества катионов в одноэтажной прослойке. Ряд последовательных генераций диоктаэдрических хлоритов-тосудитов и сопутствующих им минералов отражает обеднение среды минералообразования щелочными, щелочноземельными катионами Fe, Si.

Накопленные в литературе сведения по рентгенометрическим характеристикам и структурным особенностям диоктаэдрических хлоритов (Дриц, 1966; Дриц, Лазаренко, 1967; Дриц, Александрова, 1968; Власов, Дриц, 1967; Eggleston, Bailey, 1967) создали предпосылки для определений этих минералов и в тех случаях, когда они в небольших количествах (Дриц, Шутов, 1965) сопровождают другие глинистые минералы. Это должно способствовать развитию исследований по генезису диоктаэдрических хлоритов в различных условиях. Необходимость развития подобных исследований подчеркнула А. Г. Коссовская (1966).

Ниже сообщаются сведения о диоктаэдрических хлоритах, приуроченных к проявлениям ректоритов и дикинтов в Дагестане и на месторождении Кули-Колон<sup>1</sup>.

**Диоктаэдрические хлориты в гидротермально измененных сланцах и Na-ректорите Дагестана.** В пределах высокогорного Дагестана в бассейне рек Аварское Койсу, Мазадинка и Сара-Ор (центральная часть Абиховского хребта) имеется район, в геологическом строении которого принимает участие мощная толща в различной мере метаморфизованных первично-осадочных пород средне-верхнелейасового возраста. Среди этих пород преобладают сланцы (Ивкин и др., 1970). В результате регионального динамометаморфизма, как полагают упомянутые выше авторы, в толще сланцев происходило образование трещин и протекали гидротермальные процессы, сопровождавшиеся образованием кварцевых

<sup>1</sup> Образцы пород из Дагестана получены от Н. М. Ивкина. Na-ректорит с диоктаэдрическим хлоритом имеется в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана. Образцы пород из Кули-Колона получены в Музее землеведения МГУ у М. Д. Капитонова.

и других жил. На контакте с жилами вмещающие сланцы сильно гидротермально изменены. Здесь наблюдаются окварцевания, карбонатизация, серицитизация и хлоритизация пород. Пустоты в кварцевых жилах иногда заполнены выделениями Na-ректорита. Диоктаэдрические хлориты обнаружены нами в сильноизмененных сланцах и пленках Na-ректорита.

Прежде чем перейти к рассмотрению диоктаэдрических хлоритов, ознакомимся с данными по минералогическому составу пород, вмещающих кварцевые жилы. Сланцы состоят (по данным для нескольких проб) из хлорита, серицита, небольшого количества кварца и полевого шпата (фиг. 1, а). Распределение интенсивностей отражений свидетельствует о

Таблица 1

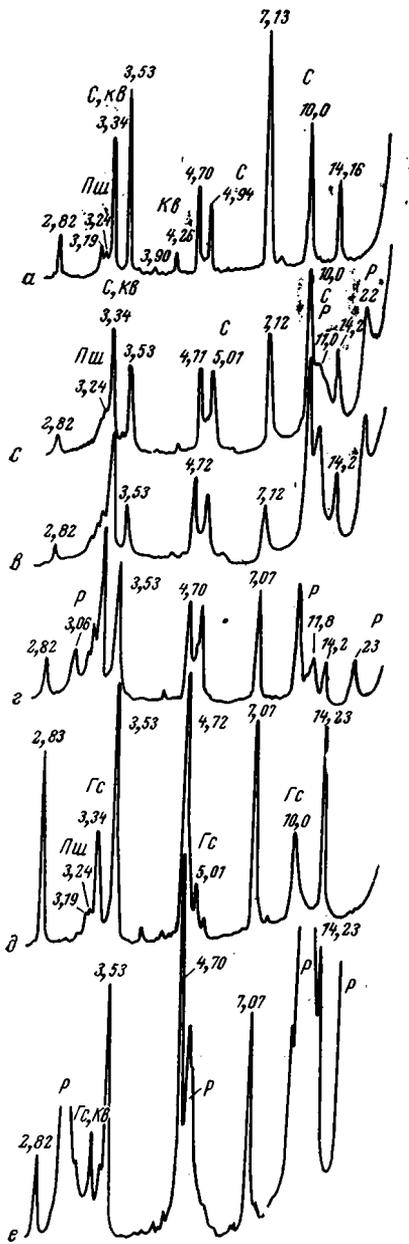
Рентгенометрическая характеристика диоктаэдрических хлоритов

Дагестан				Кули-Колон			
существенно измененный сланец				фракция слива через трое суток из пленки на кварцевой друзе			
<i>d/n</i> , Å	<i>I</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>I</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>I</i>	<i>d/n</i> , Å	<i>I</i>
14,3	10	2,324	5	14,3	4	2,319	5
7,15	10	2,241	1	7,16	3	2,215	1
4,74	10	2,147	2	4,72	10	2,122	1
4,51	4	2,001	3	4,48	3	2,015	2
4,31	2	1,968	3	4,30	2	1,962	3
—	—	1,821	1	3,81	1/2	1,821	2
3,54	10	1,660	1/2	3,53	4	1,689	2
2,99	2	1,635	1/2	3,03	2	1,635	2
2,83	2	1,548	1/2	2,82	4	1,543	2
2,56	7	1,499	2	2,56	3	1,485	3—4
2,513	5			2,504	4		

триоктаэдрическом характере хлорита. Это подтверждается растворением минерала при воздействии 10%-ной HCl с нагреванием при 80°С в течение 6 час. На порошкограммах сланцев фиксируются максимумы с *d/n* 1,53 и 1,506 Å. Учитывая изложенное выше, рефлекс при 1,506 Å является отражением (060) серицитового минерала, а пик при 1,53 Å принадлежит кварцу и триоктаэдрическому хлориту.

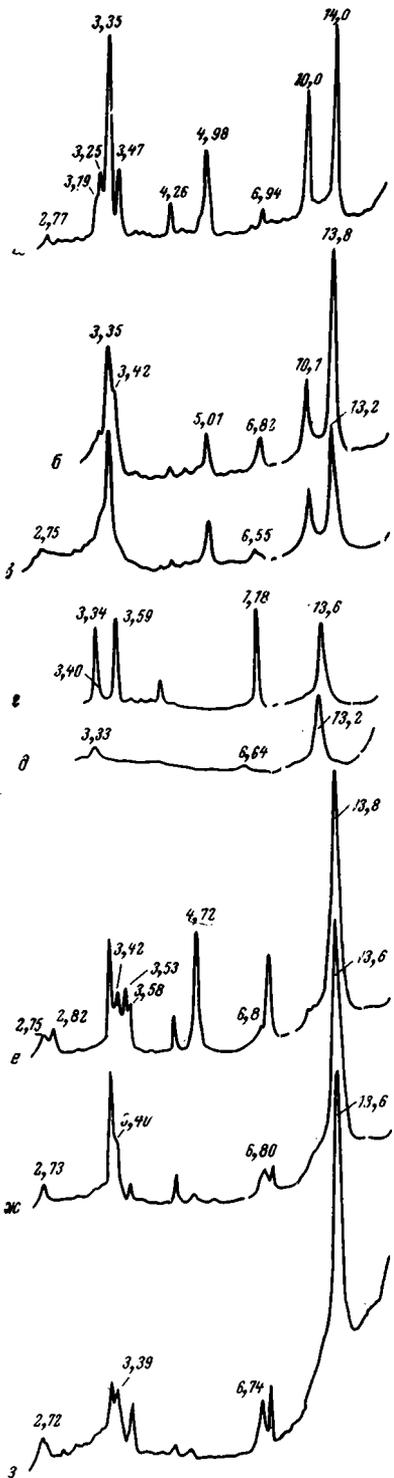
*Диоктаэдрические хлориты гидротермально измененных сланцев.* Как видно из данных, помещенных на фиг. 1, б—г, измененные гидротермально сланцы содержат серицит, хлорит, Na-ректорит, кварц и полевой шпат. По сравнению с неизменными сланцами здесь наблюдается иное распределение интенсивностей отражений хлоритовой фазы. Можно видеть увеличение интенсивности отражения с *d/n* 4,75 Å. Обработкой HCl в условиях, аналогичных условиям обработки неизмененного сланца, фиксируется еще большее увеличение рефлекса с *d/n* 4,75 Å. Фаза хлоритового типа, устойчивая к воздействию HCl, дает серию рефлексов с распределением интенсивностей, типичных для диоктаэдрического хлорита. Таким образом, хлоритовая фаза в двух пробах слабо гидротермально измененных сланцев представлена смесью триоктаэдрического и диоктаэдрического хлорита. Диоктаэдрический хлорит — новообразование, так как в неизмененных сланцах он отсутствует.

В одной из проб сильноизмененного сланца диоктаэдрический хлорит является преобладающей фазой и сопровождается лишь небольшим количеством гидрослюда, кварца и полевого шпата. Это дало возможность исследовать минерал более обстоятельно (табл. 1, фиг. 1, д). Значение  $d_{060} = 1,499$  Å хлорита близко к такому диоктаэдрических хлоритов с триоктаэдрическим одноэтажным слоем. После прокаливании при одинаковой температуре (500°) хлорит из глинистого мелкозема сокращается в большей мере, чем хлорит из неизмененного сланца (фиг. 2, а, б). При прокаливании до 600° первый сокращается в еще большей степени (фиг. 2, в). Структурные амплитуды, рассчитанные для ориентированных



Фиг. 1. Рентгендифрактограммы хлоритов из Дагестана

а — аспидный сланец; б — слабоизмененный сланец (проба 1); в — то же после обработки 10%-ной HCl при 80° С; г — слабоизмененный сланец (проба 2); д — существенно измененный сланец; е — фракция ≈ 0,005–0,001 мм из пленки Na-рекротита. П. ш. — полевые шпаты; Кв — кварц; С — слюды; Гс — гидрослюда; Р — рекротит

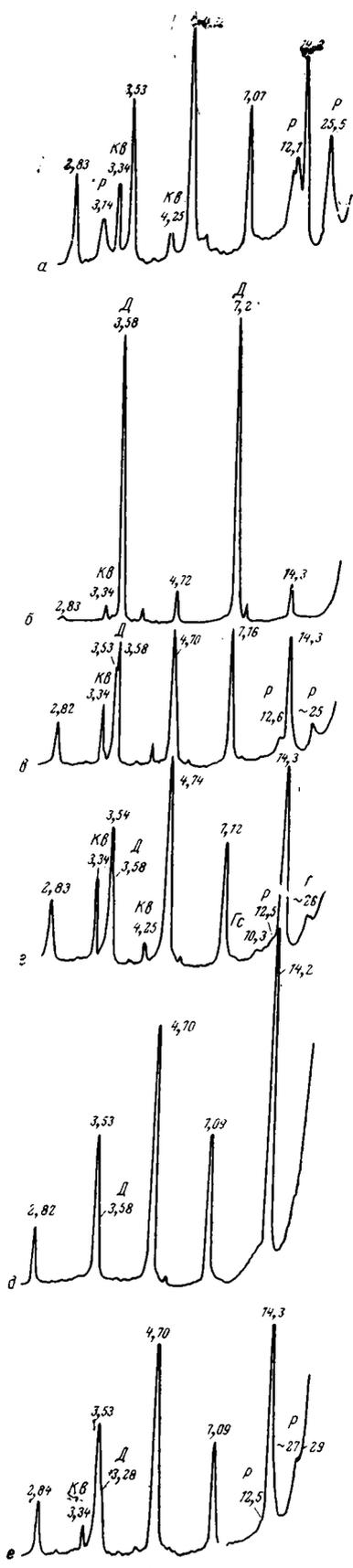


Фиг. 2. Рентгендифрактограммы прокаленных образцов диоктаэдрических хлоритов

а — аспидный сланец, 500°; б — сильноизмененный сланец, 500°; в — то же, 600°; г — белый диктитовый порошок, 590°; д — то же, 690°; е — бурые агрегаты диккита и диоктаэдрического хлорита, 500°; ж — то же, 600°; з — фракция слива через трое суток из диктитовой пленки на кварцевой друзе, 500°

Фиг. 3. Рентгендифрактограммы диоктаэдрических хлоритов из Кули-Колона

а — фракция 0,005—0,001 мм из пленки К-ректора; б — средняя проба диккитового порошка; в, г — пробы бурных агрегатов диккита и диоктаэдрического хлорита из диккитового порошка (сбор под бинокуляр); д — фракция слива через трое суток из средней пробы диккитового порошка; е — фракция слива через трое суток из диккитовой пленки на кварцевой друзе. Условные обозначения см. на фиг. 1



препаратов (см. табл. 2), подтверждают справедливость отнесения минерала к группе диоктаэдрических хлоритов.

**Диоктаэдрический хлорит в ассоциации с Na-ректором.** Диоктаэдрический хлорит сопровождает многочисленные пробы пластинок ректорита. Однако его содержание здесь ничтожно. Один образец удалось существенно обогатить хлоритом следующим образом. Вначале выделяли фракцию <0,001 мм. Остаток размывали и размучивали, а затем выделяли фракцию через 1 час. В этой фракции, примерно соответствующей размерности 0,005—0,001 мм, содержание хлорита гораздо выше, чем в средней пробе. Фракция в форме ориентированного препарата дала рентгеновский дифракционный спектр, представленный на фиг. 1, е. Во фракции кроме хлорита имеются ректорит и кварц. Вследствие присутствия этих минералов определить  $d_{060}$  хлорита оказалось невозможно. Однако, как видно из данных по значениям интенсивностей базальных рефлексов (см. фиг. 1, е), минерал является диоктаэдрическим хлоритом. По сравнению с хлоритом из гидротермально измененного сланца он отличается более высокой интенсивностью отражения (003).

Установлен, таким образом, ряд проявлений от триоктаэдрического хлорита аспидных сланцев через диоктаэдрический хлорит с одноэтажным триоктаэдрическим слоем измененного сланца к диоктаэдрическому хлориту с диоктаэдрическим одноэтажным слоем Na-ректоровых пленок.

**Диоктаэдрические хлориты в ассоциациях с К-ректором и диккитом в Кули-Колоне (Таджикистан).** Диоктаэдрические хлориты приурочены к месторождению флюоритов в районе оз. Искандеркуль (Гиссарский хребет). Месторождение расположено в брекчиевидной кремнистой зоне на контакте с битуминозными доломитизированными известняками каменноугольного возраста. Известняки, в свою очередь, контактируют с зелеными хлоритизированными сланцами. Месторождение связывают с низкотемпературными гидротермальными процессами (Смельянинов, 1935). Пустоты и проме-

жутки в брекчиевидной зоне заполнены рыхлым глинистым минералом. Здесь обнаружены К-ректорит и диккит.

*Диоктаэдрический хлорит в ассоциации с К-ректоритом.* На присутствие диоктаэдрического хлорита в пленках К-ректорита обратил внимание Ю. М. Королев (1965). Он наблюдал несколько рефлексов, межплоскостные расстояния которых образуют целочисленную серию от 14,2 Å. Сопоставив структурные амплитуды этих рефлексов хлорита с теоретическими их значениями, полученными Г. В. Бриндли (Рентгеновские..., 1965), Ю. М. Королев сделал вывод о том, что структура минерала образована диоктаэдрическим трехэтажным и триоктаэдрическим одноэтажным слоями.

Подобно Na-ректориту из Дагестана диоктаэдрический хлорит в К-ректорите Кули-Колона в наибольшем количестве присутствует во фракции, примерно соответствующей 0,001—0,005 мм. В этой фракции он дает рентген-дифрактометрическую кривую, помещенную на фиг. 3, а. Диоктаэдрический характер минерала не вызывает сомнений. Вследствие высокого содержания кварца и К-ректорита в пробе определить значение  $d_{060}$  оказалось невозможным. Обращает на себя внимание слишком высокое значение структурной амплитуды для отражения (001) по сравнению с теоретическим значением (табл. 2 и данные Г. В. Бриндли). Ясно, во всяком случае, что структура минерала не может быть сведена просто к структуре из диоктаэдрического трехэтажного и триоктаэдрического одноэтажного слоев.

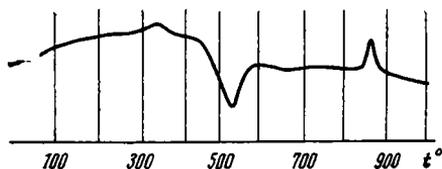
*Диоктаэдрические хлориты в ассоциации с диккитом.* В Кули-Колоне диккит подобно К-ректориту покрывает друзы кварца. При этом он образует тонкие белоснежные пленки. Другой вариант — он выполняет в виде белого порошка крупные полости. В обоих случаях диккит сопровождается небольшим количеством диоктаэдрического хлорита.

Рентген-дифрактограмма средней пробы белого порошка помещена на фиг. 3, б. Можно видеть слабые рефлексy при 14,2 и 4,74 Å, свидетельствующие о присутствии хлорита. После прокаливания имеются рефлексy при 13,6 и 13,2 Å, подтверждающие хлоритовую природу (14,2 Å) образца (фиг. 3, в, г).

Отметим сравнительно высокую устойчивость хлорита к воздействию термической обработки. Действительно,  $d_{001}$  минерала имеет значение 13,6 Å даже после прокаливания при 590°. Лишь после прокаливания при 700° С  $d_{001} = 13,2$  Å (фиг. 2, г, д).

Под бинокляром удалось выделить светло-бурые агрегаты, содержащие больше хлорита. Рентген-дифрактометрические кривые с двух выделенных таким образом проб помещены на фиг. 3, в, г. Можно видеть, что пробы кроме диккита содержат ректорит (рефлексy со значениями  $d/n$  25 и 12,5 Å) и хлорит. Сопоставления интенсивностей  $d_{303}$  с  $d_{002}$  и  $d_{003}$  с  $d_{004}$  даже в присутствии диккита свидетельствуют о том, что хлорит диоктаэдрический. После прокаливания при 500° фиксируются две хлоритовые фазы. Одна из них дает максимумы при 3,53 и 2,82 Å, другая — 3,42 и 2,75 Å. Эти фазы различаются, таким образом, по неодинаковой устойчивости их одноэтажного слоя к термическому воздействию. Различие между этими фазами исчезает после прокаливания проб при 600° (фиг. 2, е, ж).

Из средней пробы того же порошка была выделена фракция <0,001 мм. Она содержала смесь диккита и диоктаэдрического хлорита. Этот образец фракции был размят в состоянии густой пасты с водой. Устойчивую взвесь после трехсуточного отстаивания сливали и высушивали. В полученной таким образом фракции содержание диккита было ничтожным (фиг. 3, д). Хлоритовый минерал характеризуется по рентген-дифрактометрическим кривым сильным отражением от грани (001). На порошкограмме был зафиксирован максимум с  $d/n = 1,487$  Å, что свидетельствует о присутствии в структуре пиррофиллитоподобного и гидрар-



Фиг. 4. Дифференциальная кривая на-  
гревания фракции слива через трое су-  
ток из диккитового порошка (навеска  
37 мг)

Кривая получена на приборе АТВУ-2 Е. А. Шу-  
рыгиной

гиллитоподобного слоев. Прокаливания при  $500^{\circ}\text{C}$  достаточно, чтобы вызвать деформацию структуры ( $d_{301} = 13,6 \text{ \AA}$ , фиг. 2, з).

Низкая устойчивость минерала к термическому воздействию фиксируется и на дифференциальной кривой нагревания (фиг. 4). По сравнению с термограммой монокристаллов диоктаэдрического хлорита, опубликованной В. В. Власовым и В. А. Дрицем (1967), минерал из высокодисперсной фракции дает термограмму со следующими особенностями. На кривой нагревания не выражена высокотемпературная эндотермическая реакция. Это обусловлено, возможно, низким содержанием (или отсутствием) Mg в структуре. При более низкой температуре происходит полное обезвоживание структуры и синтез новых кристаллических фаз. Присутствие молекул воды в структуре и на поверхности этого и других минералов устанавливается по пикам на ИК-спектрограмме в области  $1640$  и  $3380 \text{ см}^{-1}$  (фиг. 5, а—в).

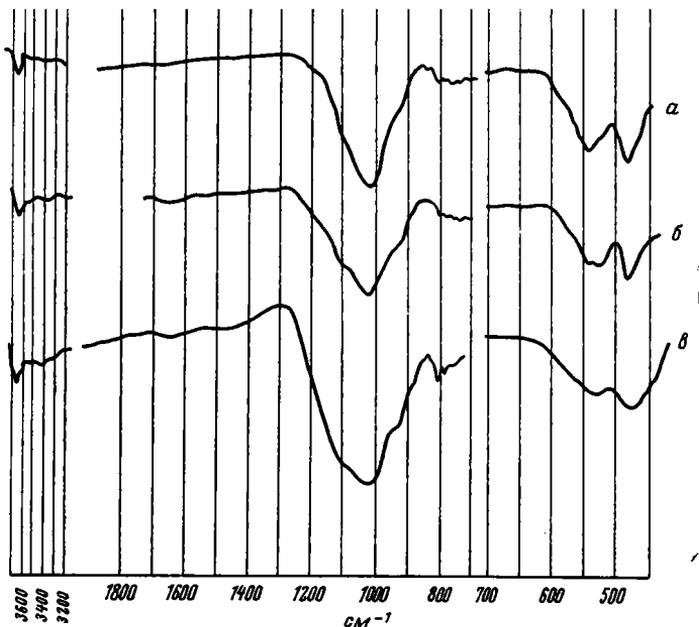
Рассмотрим данные о минерале из пленок диккита на друзах кварца. Материал пленок струей дистиллированной воды смывали с друзы в фарфоровую чашку и подсушивали. Средняя проба полученного порошка близка к пробе диккитового образца, рентген-дифрактограмма которого помещена на фиг. 3, б. Из порошка выделяли трехсуточную фракцию так, как описано выше. На порошкограмме (см. табл. 1) имеется рефлекс при  $1,485 \text{ \AA}$ . Это, по Р. А. Эгглюстону и С. В. Бейли (Eggleston, Bailey, 1967), свидетельствует о структуре с двумя гидраргиллитовыми слоями. К особенности хлорита относится повышенная интенсивность отражения от грани (001). Максимум при  $27\text{--}29 \text{ \AA}$  связан с присутствием очень небольшого количества К-ректоритового минерала, который наблюдался и в порошке диккита (фиг. 3, е).

Подобно хлоритовому минералу из средней пробы породы диккитового порошка рассматриваемый минерал содержит молекулы воды, о чем свидетельствуют полосы поглощения на ИК-спектрах при  $1640$  и  $3500 \text{ см}^{-1}$  (фиг. 5, в).

Таким образом, несколько различающиеся между собой фазы типа диоктаэдрических хлоритов сопровождают на Кули-Колоне К-ректорит и диккит. Однородные сравнительно совершенные хлориты приурочены к фракции  $0,005\text{--}0,001 \text{ мм}$  К-ректорита и средней пробе из диккитовой породы. В составе этой породы выделяются отдельные агрегаты, содержащие смеси более и менее совершенных форм диоктаэдрического хлорита, а в высокодисперсной фракции — фаза с очень сильными  $d_{301}$ . В высокодисперсной фракции диккитовой пленки на кварцевой друзе присутствует такой же диоктаэдрический хлорит.

С. В. Бейли и С. А. Тейлор (Bailey, Tyler, 1960) описали диоктаэдрический хлорит карьера Трейки, ассоциирующий в рудах с диккитом и накритом. Свообразный диоктаэдрический хлоритовый минерал, в небольшом количестве сопровождающий диккит, был исследован В. А. Дрицем в эпигенетических жилках «альпийского» типа угленосности серии Карагандинского бассейна. Минерал имеет период повторемости  $d = 28,4 \text{ \AA}$  вследствие упорядоченного чередования в его структуре совершенных и несовершенных гидраргиллитовых слоев. При этом степень совершенства последних различна.

**Особенности изученных диоктаэдрических хлоритов.** Имеется одна общая для всех рассмотренных выше диоктаэдрических хлоритовых ми-



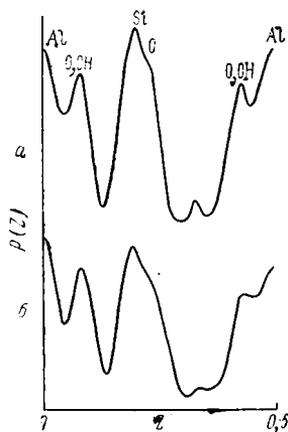
Фиг. 5

Фиг. 5. ИК-спектрограммы

Получены на приборе UR-10 Е. В. Власовой. *a* — существенно измененный сланец; *b* — фракция слива через трое суток из дикиктового порошка; *v* — фракция слива через трое суток из дикикто-вой пленки на друзе кварца

Фиг. 6. Кривые распределения электронной плотности диоктаэдрических хлоритов из Кули-Колона

*a* — фракция 0,005—0,001 мм из пленки К-ректора; *b* — фракция слива через трое суток из дикиктовой пленки на друзе кварца



Фиг. 6

нералов особенность — низкая устойчивость к термическому воздействию. Мы видели, что минералы сокращаются прокаливанием при  $600^\circ$  до  $13,3 \text{ \AA}$ , тогда как монокристалл диоктаэдрического хлорита, исследованный В. В. Власовым и В. А. Дрицем (1967), после прокаливании при этой температуре имеет  $d_{301} = 14,1 \text{ \AA}$ . Наименее устойчивые формы хлоритов приурочены к высокодисперсным фракциям. Наряду с увеличением дисперсности и понижением устойчивости к термическому воздействию наблюдаются изменения в дифракционном спектре минералов и в воздушно-сухом состоянии. Они фиксируются в увеличении структурных амплитуд базальных рефлексов (001) (табл. 2).

Сведения, необходимые для понимания структурных особенностей хлоритов, обуславливающие упомянутые изменения дифракционных спектров, содержатся в работе В. А. Дрица (1966), где показано, что в диоктаэдрических хлоритах возможно существование в различной степе-

Значения структурных факторов для диоктаэдрических хлоритов\*

ool	$F_T^{**}$	$F_3$		$F_T^{***}$	
		Дагестан, существенно измененный сланец	Кули-Колон		
			фракция 0,001—0,005 мм из ректорита		фракция слива через трое суток из пленки на друзе кварца
001	+9	25	23	28	—
002	+22,6	37	33	28	13,8
003	-53,4	51	52	49	41,1
004	+67,9	60	55	55	58,8
005	+29,4	47	44	32	38,3
006	-8,3	5	21	11	16,6
007	-36,0	38	37	18	28,0
008	-11,2	29	17	10	19,0
009	+17,3	14	10	14	24,5
0010	+31,2	33	22	15	24,3

\*  $F_T$ —заимствованы у В. А. Дрица (Власов, Дриц, 1967; Дриц, Александрова, 1963; Дриц, Лазаренко, 1967). \*\*  $F_T$ —для диоктаэдрического трехэтажного и триоктаэдрического одноэтажного слоев; \*\*\*  $F_T$ —для диоктаэдрических слоев. Знаки для  $F_T$  изменены в связи с тем, что на фиг. 6 центр симметрии помещен в одноэтажном слое.  $F_3$  получены по интенсивностям, измеренным как высоты пиков на дифрактограммах.

ни совершенных гидраргиллитовых прослоек. Менее совершенные прослойки содержат меньше Al и, возможно, частично оводнены. При этом, если чередование совершенных в различной мере прослоек упорядочено, минерал имеет период повторяемости  $d=28,5$  Å. Исходя из расчетных структурных амплитуд для хлоритов с дефектным гидраргиллитовым слоем, содержащихся в цитируемой работе, можно заключить, что увеличение структурных амплитуд для отражений с  $d/n$  14 Å (001), фиксируемое в диоктаэдрических хлоритах из Дагестана и Кули-Колона, связано с уменьшением количества Al и увеличением обводненности гидраргиллитоподобных прослоек.

В отличие от хлорита из жил «альпийского» типа, изученных В. А. Дрицем и В. Д. Шутовым (1965), а также В. А. Дрицем (1966), хлориты, рассматриваемые в настоящей работе, имеют структуру, в которой или степень несовершенства гидраргиллитовых прослоек примерно одинакова, или несовершенные в различной мере прослойки распределены между профиллитовыми слоями неупорядоченно.

По экспериментальным структурным амплитудам, помещенным в табл. 1, для диоктаэдрических хлоритов из фракции 0,005—0,001 мм К-рекорита и высокодисперсной фракции диккитовой пленки на друзе кварца (Кули-Колон) были построены одномерные синтезы Фурье. Кривая распределения электронной плотности (фиг. 6, а) подтверждает, что минерал из К-рекоритовой пленки действительно относится к типу диоктаэдрических хлоритов. Обращает на себя внимание, однако, что максимум при  $z=0,5$ , отвечающий положению гидраргиллитовой прослойки, в минерале из высокодисперсной фазы диккитовой пленки на друзе кварца становится более расплывчатым (фиг. 6, б). Это отражает, по-видимому, несовершенство прослойки.

А. Г. Коссовская (1966) обобщила имевшиеся в литературе сведения о диоктаэдрических хлоритах. Она показала, что эти минералы — типичные новообразования гидротермальных условий. Рассмотренные выше материалы целиком подтверждают этот вывод и позволяют дополнить его.

В Дагестане обнаружены диоктаэдрические хлориты, которые наряду с Na-рекоритом образуют ряд последовательных фаз, развитых на осно-

ве гидротермального изменения сланцев из серицита и триоктаэдрического хлорита. Здесь фазы, представленные смесями три- и диоктаэдрических хлоритов, появляются одновременно с Na-ректором. Сравнительно чистые формы диоктаэдрического хлорита с триоктаэдрической, еще одноэтажной прослойкой наблюдаются в глинистых продуктах сильноизмененных сланцев. В ректоритовых пленках обнаружен диоктаэдрический хлорит с несовершенной гидраргиллитоподобной прослойкой. По кули-колонскому проявлению у нас нет данных о начальных фазах. Известно лишь (см. выше), что оно сопряжено с зелеными хлорит-серицитовыми сланцами. Диоктаэдрический хлорит с несовершенной гидраргиллитовой прослойкой ассоциирует с К-ректором. Та же ассоциация — К-ректора и диоктаэдрических хлоритов с несовершенными гидраргиллитовыми прослойками — была встречена и в двух образцах диккитовой породы. Степень несовершенства гидраргиллитовых прослоек нарастает в наиболее высокодисперсных фракциях диккитов.

Таким образом, и в Дагестане, и в Кули-Колоне прослеживается ряд последовательных генераций диоктаэдрического хлорита. Они характеризуются следующими особенностями структуры минерала. Для первой генерации характерно уменьшение общего количества катионов в одноэтажной прослойке за счет уменьшения содержания Mg и Fe, при этом относительно увеличивается количество Al; для второй дальнейшее уменьшение общего количества катионов в одноэтажной прослойке происходит уже за счет Al. При этом прослойка становится несовершенной и частично оводняется.

По имеющимся у автора данным, диоктаэдрический хлорит сопровождается в небольшом количестве Na-ректором (аллевардит) из Савойи во Франции. В Японии в серии генетически связанных, по-видимому, пород встречены диоктаэдрические хлориты, тосудиты, сравнительно хорошо по мотиву АВ АВ упорядоченные слюда-монтмориллониты и диккиты. Известно, что в Крыму проявления тосудита сопровождаются диккитом (Франк-Каменецкий и др., 1965). Имеются данные о том, что в алушитовой породе из Ускота (Крым) тосудит ассоциирует со слюда-монтмориллонитовым смешаннослойным образованием, в котором переслаивание пакетов имеет тенденцию к упорядоченности (Градусов и др., 1967). Э. Немец (1964) сообщил, что К-ректором (К-аллевардит) в Венгрии сопровождается каолинитом и диккитом. Из изложенного следует, что существует, по-видимому, некоторый генетически связанный комплекс, в который входят диоктаэдрические хлориты, тосудиты, ректориты и диккиты.

То обстоятельство, что в этом комплексе принимают участие не только совершенные и несовершенные диоктаэдрические хлориты, но и тосудиты, дает основание предполагать существование третьего «этапа» в ряду последовательных генераций минералов. Он характеризуется появлением уже монтмориллонитовых межслоевых промежутков, а не дефектных одноэтажных прослоек несовершенных хлоритов.

Таким образом, диоктаэдрические хлориты и тосудиты генетически связаны с низкотемпературными гидротермами. Они сопровождаются наиболее устойчивыми глинистыми минералами слюда-монтмориллонитовыми диоктаэдрическими смешаннослойными образованиями с более или менее сильно развитыми тенденциями к упорядоченному переслаиванию пакетов, диккитами и накритами. Диоктаэдрические хлориты и их аналоги образуют генетически связанный комплекс с перечисленными глинистыми минералами. Совместное существование диоктаэдрических хлоритов-тосудитов то с К- и Na-ректором, то с диккитами и накритами обусловлено возможностью частичных их видоизменений при сохранении основного структурного элемента — устойчивого трехэтажного диоктаэдрического слоя. Видоизменения структур сопряжены главным образом с уменьшением количества катионов в одноэтажной прослойке.

Ряд последовательных генераций диоктаэдрического хлорита-тосудита и сопутствующих им минералов отражает, таким образом, обеднение среды минералообразования щелочными и щелочноземельными катионами Fe, а также Si.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Власов В. В., Дриц В. А. Изучение эндогенного диоктаэдрического хлорита.— Рентгенография мин. сырья, 1967, вып. 6.
- Градусов Б. П., Капитонов М. Д., Чижикова Н. П. Исследование лабильного компонента ректорита из Кули-Колона насыщением межслоезымы катионами. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, сер. 2, ч. 96.
- Дриц В. А. О некоторых структурных особенностях слоистых минералов с большим периодом повторяемости.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Дриц В. А., Александрова В. А. Структура минерала из группы донбасситов — диоктаэдрического хлорита с Новой Земли.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1968, № 22, вып. 2.
- Дриц В. А., Лазаренко Е. К. Структурно-минералогическая характеристика донбасситов.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1967, № 21, вып. 1.
- Дриц В. А., Шутов В. Д. Новая разновидность смешаннослойного минерала из группы судонита.— Докл. АН СССР, 1965, т. 151, № 4.
- Ивкин Н. М., Котельников Д. Д., Градусов Б. П. Новые данные о структуре и генезисе ректорита из Дагестана. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1970, сер. 2, ч. 99.
- Королев Ю. М. О структуре калиевого аллевардита из Кули-Колона.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешаннослойных минералов глин.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Немец Э. Глинистые минералы Венгрии.— Вест. МГУ, серия IV, геология, 1964, № 5. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Смольянинов Н. А. Флюоритовые месторождения Средней Азии.— Л., Изд. Таджикско-Памирской экспедиции, 1935.
- Франк-Каменецкий В. А., Логвиненко Н. В., Дриц В. А. Диоктаэдрический смешаннослойный минерал — тосудит.— Докл. АН СССР, 1965, т. 151, № 4.
- Bailey S. W., Tyler S. A. Clay minerals associated with the Lake Superior ores.— Econ. Geol., 1960, v. 55.
- Eggleston R. A., Bailey S. W. Structural aspects of dioctahedral chlorite.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 5, 6.

Почвенный институт  
Москва

Дата поступления  
21.VIII.1969

УДК 552.14 : 553.061.6

## К ВОПРОСУ О РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

*Е. М. ШМАРНОВИЧ*

Дается общая характеристика морфологических особенностей уранового оруденения на месторождениях в карбонатных породах и подтверждается его ролловый, пластово-эпигенетический характер. На примере одного из месторождений намечается приуроченность рудных залежей к области выклинивания древней красноцветной зоны пластового окисления.

Обосновывается несостоятельность схемы «бескислородной зональности» уранового оруденения в карбонатных нефтеносных породах. Зона обеления и перекристаллизации известняков, местами примыкающая к рудной зоне, — результат вторичного восстановления пластовоокисленных пород в связи с наступлением глеевых вод и нефти. Предполагается, что внедрение восстановительных флюидов в породы карбонатного горизонта осуществлялось по зонам разломов.

Характеристика месторождений U, приуроченных к карбонатным породам, содержится в значительном количестве работ. Одни авторы рассматривают такие месторождения как нормально-осадочные или полигенные (многостадийные), сформировавшиеся в результате совокупности седиментационно-диагенетических и более поздних, катагенетических процессов (Готман, 1955; Данчев и др., 1959; Ченцов, 1959; Котляр, 1961; Готман, Зубрев, 1963; Данчев и др., 1966; Альтгаузен, 1966), другие — как чисто пластовоэпигенетические (Смирнов, Щербаков, 1957; Германов и др., 1959; Холодов и др., 1961; Батулин и др., 1965). Г. В. Комарова, В. А. Холодов, И. А. Кондратьева и А. К. Лисицын на некоторых из этих месторождений установили характерную для пластовоэпигенетических образований ролловую форму рудных тел и выявили специфическую рудоконтролирующую зональность. Последняя, согласно описаниям названных авторов (Холодов и др., 1961), включает следующие четыре зоны: 1 — пластовой лимонитизации, 2 — обеления, 3 — уранового оруденения, 4 — сравнительно малоизмененных пород.

Для зоны 1 характерно развитие желтых и красных гидроокислов Fe, повышенная пористость и кавернозность известняков; для зоны 2 — отбеливание известняков, наличие следов их интенсивного растворения и вторичной перекристаллизации, присутствие в небольшом количестве пирита и марказита; зона 3 помимо U резко обогащена халцедоном и кварцем, замещающими карбонат, сульфидами Fe, органическим веществом (нерастворимые твердые битумы) и в небольшой степени Co, Ni, Mo, Pb, Cu и другими элементами. Для рудной эпигенетической зоны характерно также интенсивное развитие стилолитовых швов. Эта зона может быть подразделена на две подзоны: к первой из них, непосредственно примыкающей к обеленным породам, приурочены кремневые конкреции и наиболее высокие содержания Fe и V, ко второй — максимальные концентрации U, твердых битумов и наиболее интенсивная стилолитизация известняков.

От зональности на месторождениях U в песчаниках, описанной Е. А. Головиным, М. Ф. Каширцевой, О. И. Зеленовой, Е. М. Шмариевичем (Батулин и др., 1965), М. Ф. Каширцевой (1964), Е. Харшманом (Harshmann, 1962, 1966), такая рудоконтролирующая эпигенетическая зональность принципиально отличается наличием в промежутке между пластово-лимонитизированными и рудоносными породами зоны обеления, лишенной гидроокислов Fe. В классификации Е. А. Головина (Батулин и др., 1965) она получила название «бескислородной пластовой эпигенетической зональности», а сами месторождения в карбонатных породах стали именоваться месторождениями «бескислородного пластового окисления». Вместе с рассматриваемыми месторождениями к данному типу Е. А. Головин отнес ролловые месторождения в пестроцветных терригенных толщах плато Колорадо (США).

Согласно представлениям А. А. Смирнова (Якжин, 1961), А. И. Германова и др. (1959), В. Н. Холодова и др. (1961), С. Г. Батулина и др. (1965), формирование месторождений в карбонатных породах произошло на водо-нефтяном (водо-газовом) контакте при взаимодействии инфильтрационных сульфатных ураноносных вод с залежами углеводородов. Наличие в известняках зоны обеления, отделяющей рудную ролловую зону от пластовоокисленной, объясняется щелочными условиями среды, обеспечивающими устойчивость в растворе карбонатных комплексов уранила в восстановительной обстановке. Выпадение U из раствора, осуществляющееся лишь на внешних контурах нефте-газовых залежей, обусловлено дальнейшим резким снижением Eh и pH пластовых вод, в связи с воздействием кислых газов — H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>, выделяющихся при биохимическом окислении органического вещества.

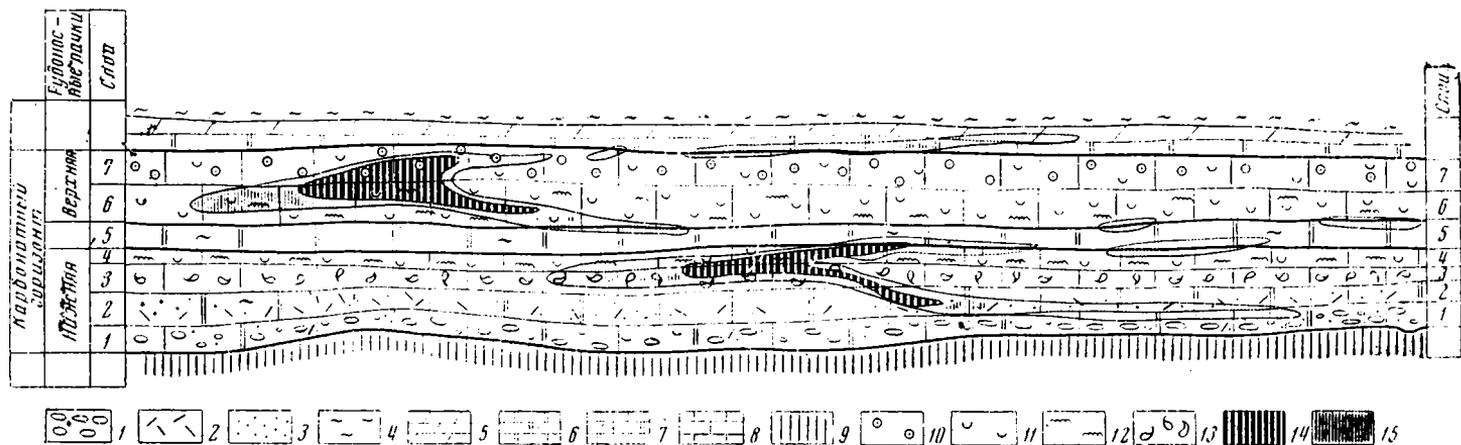
Нашими исследованиями, проведенными в более позднее время, подтвержден наложенный, эпигенетический характер урановых руд в карбонатных породах. Здесь резко преобладает ролловая форма рудных тел, впервые для данных месторождений установленная Г. В. Комаровой. Пример документации таких залежей приведен на фиг. 1. Вторая морфологическая разновидность урановых руд — линзовидные тела, секущие под небольшим углом напластование пород и в большинстве случаев представляющие собой отрезки крыльев роллов, удаленные от места их сочленения. Иногда отмечается хорошо выраженное верхнее крыло при слабом развитии (или отсутствии) нижнего (фиг. 2).

При этом рудовмещающие карбонатные пласты играют роль *водоносных горизонтов*, разделенных водоупорными пачками глинистого и песчано-глинистого состава. Когда в разрезе карбонатных пластов присутствуют прослои плотных, малопроницаемых доломитов, мергелей и глин, образуются двоянные или еще более сложные (строенные и т. д.) роллы. В целом рудные роллы в карбонатных породах, в связи с изменчивой и невысокой порово-трещинной проницаемостью последних, имеют, как правило, более сложные, прихотливые, очертания и более короткую «мешковую» часть, чем их аналоги, приуроченные к песчаным слоям.

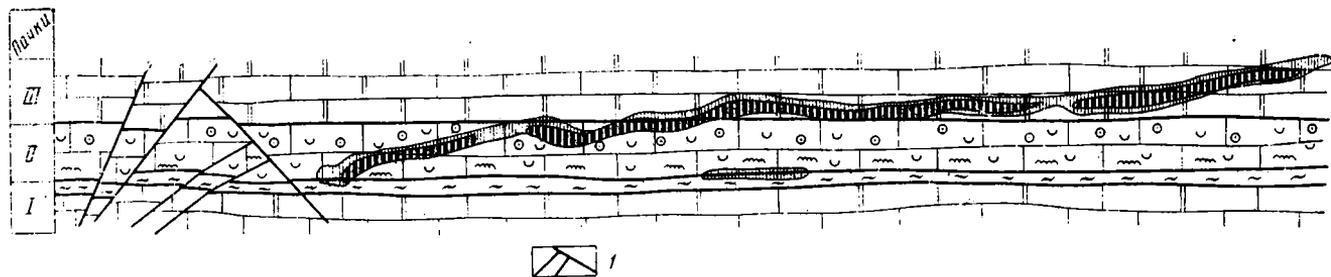
В плане урановое оруденение образует протяженные полосы с раздвоением роллов в направлении выходов пород кристаллического фундамента. В зависимости от конкретных структурных особенностей участка раздвоение ролла может быть ориентировано в сторону восстания вмещающих пластов или в сторону их падения.

Рудоконтролирующие эпигенетические изменения наиболее удобно рассмотреть на примере месторождения, охарактеризованного В. Н. Холодовым и др. (1961) (фиг. 3).

В качестве основных структур на участке месторождения выделяют: Восточная, Центральная и Западная синклинали, Восточная и Западная антиклинали, Меридиональный и Субширотный разломы. В разрезе карбонатного горизонта четко обособляются две системы рудных роллов (см. фиг. 1): первая приурочена к органогенно-оолитовым известнякам

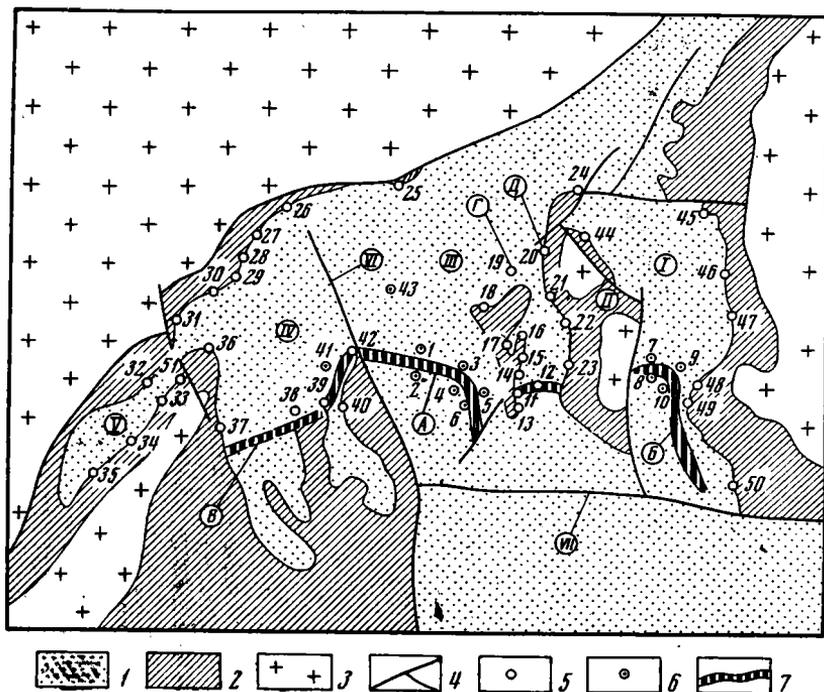


Фиг. 1. Рудные роллы и их положение в разрезе карбонатного горизонта, по данным документации горных выработок и скважин:  
 1 — галька; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — глина; 5 — мергель; 6 — доломит; 7 — известняк доломитистый; 8 — известняк кристаллический; 9 — известняк афанитовый (водорослевый); 10 — оолиты; 11 — мелкие пеллециподы; 12 — гастроподы; 13 — устрицы; 14 — богатое урановое оруденение; 15 — бедное урановое оруденение



Фиг. 2. Секущее линзовидное рудное тело в карбонатных породах (рудный ролл с неразвитым нижним крылом) (по данным документации горных выработок):

1 — разрывные нарушения; остальные условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Схема геологического строения района месторождения в карбонатных породах

1 — осадочный чехол, перекрывающий рудовмещающий карбонатный горизонт; 2 — осадочный чехол, подстилающий рудовмещающий карбонатный горизонт; 3 — кристаллический фундамент; 4 — разломы; 5 — точки наблюдения автора; 6 — точки, по которым использованы данные других исследователей; 7 — ураноносная ролловая полоса. Структуры: I — Восточная синклиналь; II — Восточная антиклиналь; III — Центральная синклиналь; IV — Западная антиклиналь; V — Западная синклиналь; VI — Мери-диональный разлом; VII — Субширотный разлом. Рудные участки: А — Центральный; Б — Восточный; В — Западный; Г — Северный; Д — Северо-Восточный

слоев 6, 7 (верхняя рудоносная пачка), вторая — к гастроподовым и устричным известнякам слоев 3, 4 (нижняя рудоносная пачка). Очевидно, породы этих двух стратиграфических отрезков «рудных ярусов» были наиболее проницаемы для рудообразующих растворов; разделяющие их доломиты слоя 5 играли роль относительного водоупора. Крылья рудных роллов верхнего рудного яруса часто переходят в песчанистые доломиты, мергели и глины лежащего выше водоупорного горизонта, крылья роллов нижнего яруса — в породы слоев 1 и 5. Во всех случаях роллы верхнего и нижнего ярусов раздваиваются к северу.

Рудоносная ролловая полоса расчленена эрозионными процессами на три части: центральную, восточную и западную. В пределах Центрального и Восточного участков сохранились первичные настуран-черниевые руды; рудные концентрации Западного участка, в связи с приповерхностным залеганием здесь рудной полосы, почти нацело окислены и представлены разрозненными скоплениями уранованадатов. Кроме того, известны небольшие залежи вторичных урановых руд, расположенные в отрыве от основной ролловой полосы (например, участки Северный и Северо-Восточный).

Эпигенетическая зональность, описанная В. Н. Холодовым и др. (1961), имеется в пределах Центрального участка (отрезок между линиями точек 1—4) (см. фиг. 3), где к ролловой полосе с севера повсеместно примыкают обеленные известняки со следами интенсивного растворения и перекристаллизации, содержащие жидкие или вязкие нефтяные битумы. На восточной оконечности Центрального участка, в

непосредственной близости от рудных роллов (точки 5, 6) наряду с обеленными породами появляются красные. Они характеризуются развитием красных гидроокислов Fe (гидрогематит) по порам, трещинкам, сугуро-стилолитовым швам, створкам раковин моллюсков и концентрам оолитов. Аналогичные красные породы развиты и на Восточном участке (точки 7, 8 и 9, 10), где они повсеместно примыкают к полосе рудных роллов с севера и северо-востока.

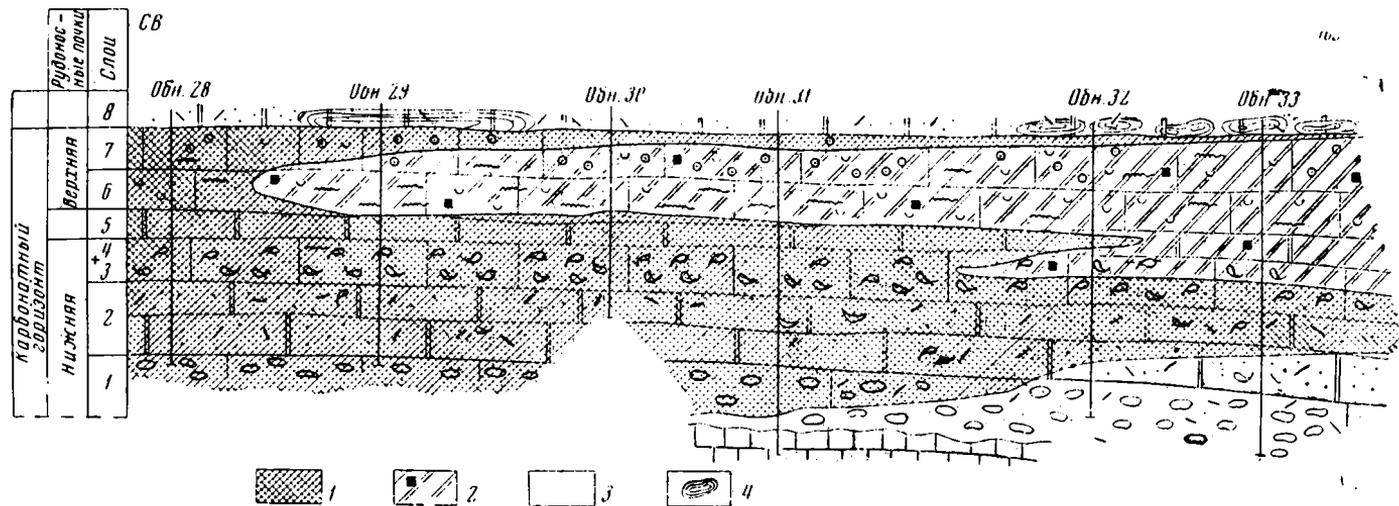
Красный цвет известняков не может быть объяснен процессами их поверхностного окисления, которые обычно приводят к возникновению желтых гидроокислов Fe. К тому же рудовмещающий горизонт на Восточном участке залегает значительно ниже уровня подземных вод, на глубинах, иногда превышающих 250—300 м. Еще труднее в данном случае предположить первичную, сингенетическую природу красной окраски, так как красноцветному окислению здесь подвержены самые различные типы отложений рудовмещающего горизонта: известняки оолитовые, мелкоракучные, устричные, гравийно-галечные и т. д., в то время как юго-западнее рудной полосы те же разности пород всегда лишены гидроокислов Fe и характеризуются серой иногда голубовато-серой или светло-серой окраской. Распространение красной окраски по вертикали обычно ограничено карбонатным водоносным горизонтом; отложения же перекрывающей и подстилающей водоупорных пачек, которые представлены плотными водорослевыми известняками, песчано-гравийными доломитами и мергелями, накапливавшимися в более мелко-водных и прибрежных условиях, имеют неизменный серый цвет. На вторичное происхождение красных гидроокислов Fe указывает и сам характер их выделений (в порах, трещинах, по сутурам и т. п.).

Приведенные данные свидетельствуют, что на Восточном участке, как и на востоке Центрального, мы имеем дело с зонами глубокого эпигенетического, *пластового* окисления пород, примыкающими здесь к полосам рудных роллов. Отличие Восточного участка от Центрального состоит еще и в отсутствии видимых проявлений в породах нефтяных растворимых битумов. Таким образом, если породы карбонатного горизонта в «зарудной неокисленной» зоне имеют относительно однородную серую окраску, то севернее ролловой полосы они характеризуются перемежаемостью пластовоокисленных и обеленных разностей. Соотношения между двумя этими типами эпигенетически измененных пород в разрезе могут быть установлены по линии обнажений 28—33 (см. фиг. 3 и 4).

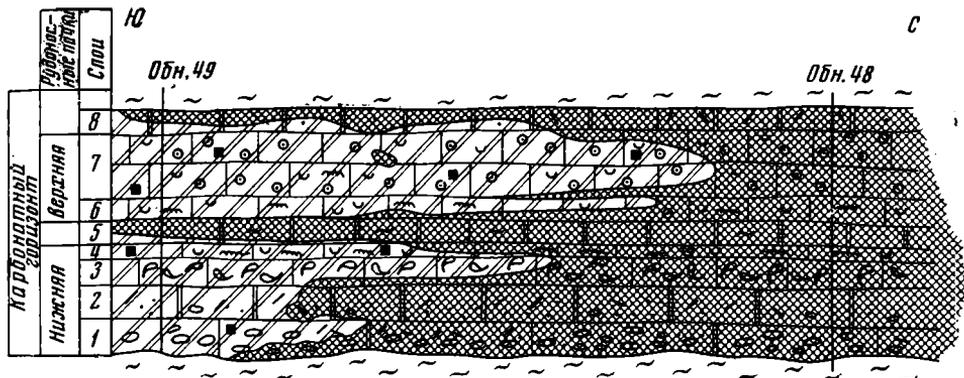
В обнажении 28 все породы рудовмещающего горизонта (от конгломератов слоя 1 до оолитовых известняков его кровли) интенсивно окрашены в красные тона; красные гидроокислы Fe распространены по стилолитам, трещинам, створкам раковин устриц, мелких пеллеципод и гастропод, оолитам и т. д. В обнажении 29, расположенном южнее предыдущего, характер пород существенно меняется. Пористые органогенно-оолитовые известняки слоя 6 и нижней части слоя 7, слагающие наиболее проницаемую часть горизонта, приобретают здесь белую окраску; красные гидроокислы Fe сохраняются в кровле карбонатного горизонта и его нижней части (слои 2, 3). В гравийных доломитах, перекрывающих рассматриваемый горизонт, появляется окремнение; породы здесь окрашены в коричневые тона<sup>1</sup>.

Далее к югу по гряде известняков мощность разреза горизонта, захваченная обелением, возрастает; соответственно сокращается мощность красных пластовоокисленных пород. Последние прослеживаются лишь в слое 8, непосредственно под линзами окремнения, а также в доломитах и устричниках нижней половины разреза. В обнажении 33 слои 4, 5, 6, а

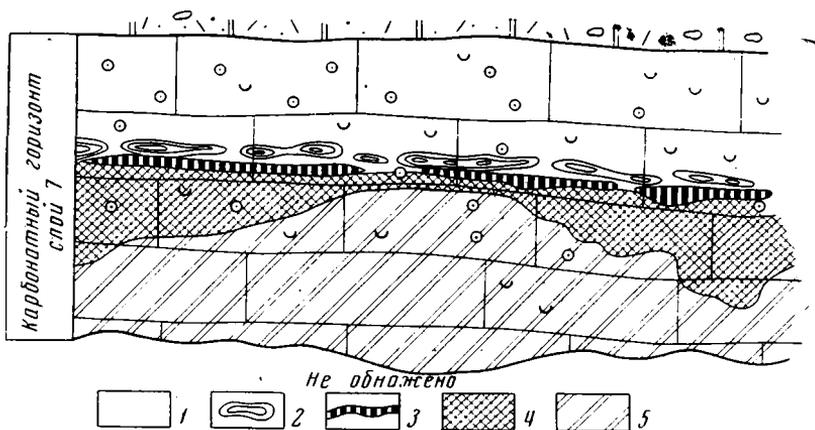
<sup>1</sup> В обнажениях во всех разностях пород (красных пластовоокисленных, обеленных, рудоносных, серых сравнительно мало измененных) отмечаются пятна желтых гидроокислов Fe, обусловленные наиболее поздними процессами поверхностного окисления.



Фиг. 4. Соотношение между зонами обеления и красноцветного пластового окисления по профилю обнажений 28—33 (между линиями обнажений проведена интерполяция данных):  
 1 — красные пластовоокисленные породы; 2 — обеленные породы; 3 — серые, относительно малозмененные породы;  
 4 — кремненые породы. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1.



Фиг. 5. Соотношение между зонами обеления и красноцветного пластового окисления по профилю обнажений 48—49 (зарисовка)  
Условные обозначения см. на фигурах 1, 4



Фиг. 6. Эпигенетические изменения пород верхней части карбонатного горизонта (слой 7) на Северном рудном участке — обнажение 19 (зарисовка)

1 — сероцветные неокисленные породы; 2 — конкреции халцедона; 3 — линзы уранованадатов; 4 — красные пластовоокисленные породы; 5 — обеленные породы. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

в обнажении 36 — весь разрез карбонатного горизонта слагаются белыми, частично выщелоченными и перекристаллизованными известняками.

Мы видим, что на данном профиле обелению подвержены более прогниваемые части разреза карбонатного горизонта. Граница между зонами обеления и красноцветного окисления обращена в разрезе своей выпуклой частью в сторону, противоположную направлению выклинивания лимонитизации, намечая по обеленным породам «обратный ролл». Такие соотношения едва ли могли возникнуть в ходе однонаправленного инфильтрационного процесса. Они наводят на мысль о том, что пластовое окисление известняков и их обеление — разновозрастные образования, обусловленные развитием двух различных по своей направленности и химизму эпигенетических процессов. При этом зона обеленных пород вырисовывается как более поздняя, сформировавшаяся при наложении на ранее пластовоокисленные породы каких-то восстановительных растворов.

Сходные соотношения устанавливаются при изучении и других обнажений, в частности гряды рудовмещающих известняков в борту Восточной синклинали (фиг. 5). В обнажении 48 все члены разреза карбонат-

**Содержание Fe и его форм в известняках рудовмещающего горизонта  
из различных эпигенетических зон, %\***

Породы	Количество проб	Fe <sub>вал</sub>	Формы Fe			
			Fe <sub>пир</sub> <sup>++</sup>	Fe <sub>раст</sub> <sup>++</sup>	Fe <sub>раст</sub> <sup>++</sup>	Fe <sub>обл</sub>
Красные пластовоокисленные	17	0,130	0,00	0,022	0,091	0,017
Обеленные	14	0,061	0,006	0,026	0,019	0,010
Рудные с первичными или вторичными минералами U	8	0,326	0,114	0,099	0,071	0,032
Серые зарудные	13	0,175	0,005	0,093	0,054	0,023

\* Аналитик Е. Е. Левина.

ного горизонта (устричные, мелкоракущечные, оолитовые известняки, доломиты и т. д.) интенсивно окрашены в красные, оранжевые, розовые, сиреневые цвета. В нескольких десятках метров юго-западнее в них появляются прослои обеленных пород, приуроченные к слоям оолитовых и мелкоракущечных, т. е. наиболее пористых, известняков (слои 4, 6, 7); мощности обеленных зон последовательно возрастают. В обнажении 49 красные гидроокислы Fe сохраняются лишь в гравийных доломитах перекрывающей водоупорной пачки, в доломитах слоя 5, обычно разделяющих верхний и нижний водоносные подгоризонты, а также в устричниках и доломитистых гравелитах южной части разреза, т. е. в пластах явно *наименее проницаемых*. Юго-западнее, в обнажении 50, красные гидроокислы Fe исчезают, и весь разрез горизонта слагается выщелоченными белыми породами, содержащими обильные примазки нефти. Реликты красноцветного пластового окисления здесь фиксируются лишь под базальными конгломератами, в кровле лежащей ниже пачки глин.

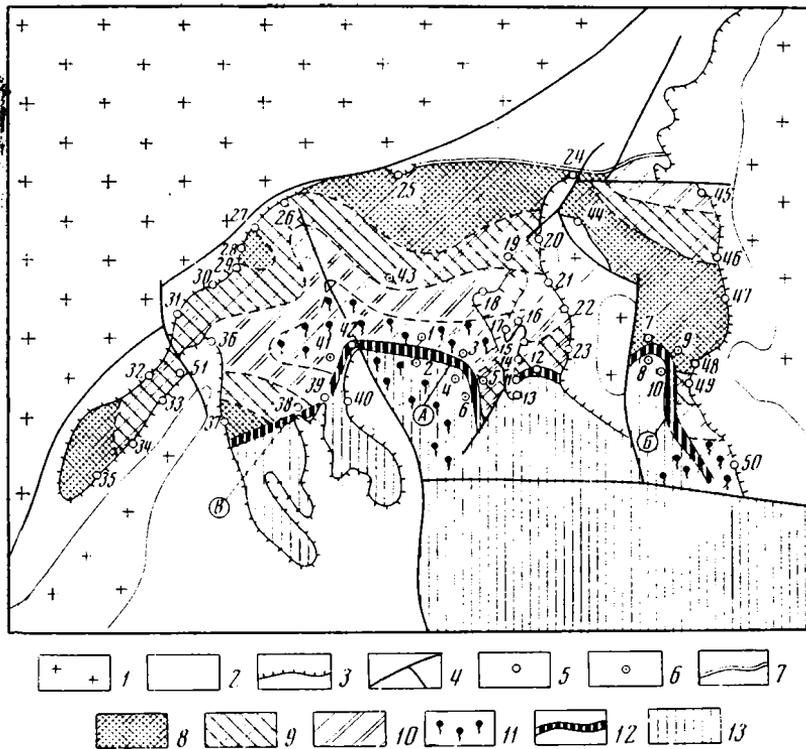
Интересен характер вторичных изменений пород на Северном рудном участке, в обнажении 19 (фиг. 6). Здесь внутри слоя оолитовых известняков (слой 7) прослеживается цепочка халцедоновых конкреций, иногда сливающихся в сплошной кремневый пласт. Его нижняя граница изобилует выделениями уранованадатов. Часть разреза карбонатного горизонта, залегающая над «халцедоновым пластом», как и лежащая выше водоупорная пачка, представлена серыми неокисленными породами. В нижней части обнаженного слоя известняки интенсивно обелены, но непосредственно под линзой уранованадатов они розовые.

Очевидно, на данном участке, в вертикальном разрезе, мы фиксируем порядок эпигенетических зон существенно иной по сравнению с тем, который должен быть согласно схеме В. Н. Холодова и др. (1961). Зона обеления (зона 2, по В. Н. Холодову и др.) вверх по разрезу здесь сменяется зоной пластовой лимонитизации (зоной 1, по В. Н. Холодову и др.), а затем — рудной зоной (зона 3). Урановое оруденение, сопровождающееся интенсивным окремнением, приурочено к границе красных пластовоокисленных и серых неокисленных известняков. Обеление занимает среднюю, наиболее проницаемую часть верхней пачки карбонатного горизонта.

Данные о содержаниях различных форм Fe в породах зон пластового окисления, обеления, в рудных и зарудных неокисленных известняках сведены в таблицу<sup>2</sup>.

Мы видим, что красные (пластовоокисленные) известняки, сравнительно с известняками зоны «слабоизмененных пород», характеризуются увеличением содержаний окисного Fe и соответствующим уменьше-

<sup>2</sup> Кроме данных, собранных непосредственно по рудному полю месторождения, для характеристики зон обеления и серых зарудных пород в таблице использованы также данные по сопредельным площадям.



Фиг. 7. Схема распространения эпигенетических изменений пород карбонатного горизонта на площади рудного поля месторождения (составил Е. М. Шмаривич)

1 — кристаллический фундамент; 2 — осадочный чехол, подстилающий карбонатный горизонт; 3 — линия выхода карбонатного горизонта по поверхность; 4 — разломы; 5 — точки наблюдения автора; 6 — точки, по которым использованы данные других исследователей; 7 — линия выклинивания карбонатного горизонта; 8 — зона красноцветного пластового окисления; 9 — зона чередования в разрезе карбонатного горизонта пласто-воокисленных и обеленных пород (зона «частичного обеления»); 10 — зона «полного обеления»; 11 — зона отсутствия в породах нефтяных битумов; 12 — ураноносная рол-ловая полоса; 13 — зона сероцветных неокислявшихся пород. А, Б, В см. фиг. 3

нием количеств Fe пиритного и закисного растворимого; несомненно, это результат окисления пород пластовыми водами. Для рудоносных пород, как это и отмечали ранее В. Н. Холодов и др. (1961), устанавливается обогащение пиритным Fe, обуславливающее общее повышение концентрации Fe валового. Известняки обеленной зоны выделяются резко пониженными содержаниями Fe<sub>вал</sub>; при сопоставлении полученных для них данных с данными, характеризующими пласто-воокисленные породы, мы видим, что это понижение происходит за счет удаления Fe<sup>3+</sup> из пласто-воокисленных пород.

Эти данные в совокупности с соотношениями, наблюдаемыми в раз-резах, позволяют трактовать зону обеления как зону вторичного восстано-вления, зону оглеения пород, ранее подвергшихся пластовой лимонити-зации. Ведущая особенность этой зоны — обесцвечивание известняков — обусловлена не их обеднением нефтяным органическим веществом (как это считали В. Н. Холодов и др.), ибо в обеленных породах зачастую устанавливаются примазки нефтяных битумов не менее обильные, чем в рудоносной и «сравнительно мало измененной» зонах, а прежде всего восстановлением и выносом железа из ранее окисленных разностей.

Схема распространения охарактеризованных типов эпигенетических изменений пород рудовмещающего карбонатного горизонта на площади приведена на фиг. 7.

Как мы видим, в плане намечается система зон, отличающихся пространением обеления в разрезе водоносного горизонта: зона «полного обеления» с пропиткой пород нефтяными битумами; зона «полного обеления» без нефтяных битумов; зона «частичного» обеления, т. е. проявления обеления в центральных, наиболее проницаемых частях водоносных пачек; зона отсутствия обеления пластооокисленных пород. Эти зоны обращены своей фронтальной частью к северу, т. е. расположены в направлении, обратном сочленению крыльев рудных роллов и развитию красноцветного пластового окисления. Таким образом, данные картирования подтверждают, что эпигенетические процессы, приведшие к образованию зоны пластового окисления, и процессы, вызвавшие обеление пород, были разорваны во времени и противоположны по своей направленности: первые из них развивались с севера и северо-запада, со стороны выходов пород фундамента, вторые — главным образом с юга.

По-видимому, на втором этапе развития эпигенетических процессов, после прекращения кислородной инфильтрации и образования зоны пластового окисления, на ряде участков рудного поля месторождения произошло наступление восстановительных, глеевых, слабокислых растворов, которые, накладываясь на ранее пластооокисленные породы, осуществляли редукцию и вынос из них Fe. Слабокислый характер вод обуславливал возникновение в известняках повышенной пористости и каверзности. Во многих случаях в обеленных породах, как отмечалось выше, наблюдаются скопления нефтяных растворимых битумов, иногда окрашивающих в коричневый цвет крупные блоки известняков. Эти выделения — несомненно результат наиболее поздних восстановительных эпигенетических процессов. Однако закономерная приуроченность растворимых битумов к зонам обеления может быть показателем связи процессов наступления слабокислых глеевых вод и внедрения нефти. Не исключено, что наступление глеевых вод, формировавших зоны обеления, несколько предшествовало продвижению нефтеносных флюидов. Небольшое количество новообразованного пирита, обычно присутствующего в породах зоны обеления, может свидетельствовать о том, что отдельные порции наступавших восстановительных растворов содержали в своем составе  $H_2S$  или что последний продуцировался в результате биохимических реакций на фронте продвижения углеводородной среды.

Зоны полного и частичного эпигенетического обеления (оглеения, растворения и перекристаллизации) известняков образуют широкие пальцевобразные ответвления в восточном (до обнажений 21, 22) и западном (до обнажения 36) направлениях. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что эти ответвления располагаются симметрично относительно линии Меридионального разлома; вдоль этой же линии обеление (вторичное восстановление) пластооокисленных пород проникло наиболее далеко к северу: об этом свидетельствует разрез 26, где красные гидрокислы Fe присутствуют лишь в гравелитах верхов карбонатного горизонта и в кровле подстилающих мергелей. Аналогичную картину дает площадное распространение растворимых нефтяных битумов, зона которых вписывается в область развития обеления. Это наводит на мысль о том, что основным поставщиком глеевых восстановительных растворов и нефтяных углеводородов на площади месторождения являлся Меридиональный разлом. Поступавшие по этой структуре восстановители могли мигрировать от зоны разлома вверх по восстановию слоев, к востоку и западу, формируя зоны обеления и битуминизации известняков. Изолированные поля обеленных пород, установленные на северо-востоке (обнажение 45) и юго-востоке (обнажение 50) района, возможно, следует связывать с развитием здесь разрывными нарушениями субширотного простирания.

Комплекс полученных данных свидетельствует, что зона отбеливания и перекристаллизации представляет собой зону вторичного восстанов-

ления пластооокисленных известняков. Эта зона сформировалась в связи с поступлением во вмещающие горизонты глеевых растворов и нефти. Следовательно, до этого позднего эпигенетического процесса ныне отбеленные породы были пластооокисленными, а ролловая рудоносная полоса, по-видимому, на всем своем протяжении (включая и центральный участок) контролировалась областью их выклинивания.

Генетическую связь уранового оруденения с пластовой лимонитизацией, а не с процессами последующего обеления, доказывает и раздвоение роллов в северном направлении, навстречу развитию зоны окисления. Об этом же свидетельствуют примеры восточного фланга Центрального участка, Восточного и Северного участков, где рудные роллы непосредственно контактируют с пластооокисленными породами так, как это обычно и бывает на пластообразных эпигенетических месторождениях U в песчаниках.

Рассматривая конфигурацию ураноносной полосы на площади (см. фиг. 3, 7), мы видим, что она делится Меридиональным разломом на две различно простигающиеся ветви: восток-юго-восточную, сохранившую в основном свой первичный, ролловый характер, и юго-западную, ныне разрушенную выветриванием. Это позволяет высказать предположение, что во время формирования оруденения указанное тектоническое нарушение уже существовало. Сама зона Меридионального разлома представляет собой участок, где рудоносная полоса наименее продвинута к югу; не исключено, что развитие пластового окисления здесь сдерживалось какими-то восстановителями, уже на инфильтрационном этапе поступающими по данному разлому. Эти восстановители, отличные от более поздних восстановительных растворов глеево-нефтяного этапа, взаимодействуя с кислородными пластовыми водами, могли играть важную роль в формировании первичных урановых руд характеризуемого месторождения.

**Выводы.** 1. Проведенные исследования подтвердили выводы В. Н. Холодова и др. (1961) о том, что рудные залежи на месторождениях U в нефтеносных карбонатных породах в подавляющем большинстве случаев имеют форму роллов и являются типичными пластоэпигенетическими образованиями. Признаков уранового оруденения, которое по характеру залегания могло бы трактоваться как сингенетическое, или «многостадийное» (в понимании В. И. Данчева), нами не установлено.

2. Рудная полоса месторождения, ранее охарактеризованного В. Н. Холодовым и др. (1961), контролируется, по-видимому, границей древней красноцветной зоны пластового окисления, распространявшейся с севера и запада от выходов пород фундамента. Зона обеления и растворения известняков (зона 2, по схеме В. Н. Холодова и др.) не является членом рудоконтролирующей эпигенетической зональности, а образовалась позднее, при наложении на пластооокисленные породы глеевых вод, восстанавливавших и выносивших из них Fe. Предполагается, что процессы обеления лимонитизированных известняков несколько предшествовали поступлению в них нефтяных углеводородов. Область распространения последних располагается внутри зоны обеления пород.

Другими словами, последовательный набор зон, установленный В. Н. Холодовым и др. (1961) вкрест простирания рудной полосы на Центральном участке, представляет собой не единый парагенетический ряд вторичных изменений пород, а совокупность двух разновозрастных пластовых эпигенетических зональностей: окислительно-восстановительной, рудоконтролирующей (зона пластового окисления — зона уранового оруденения с подзонами окремнения и обогащения пород U) и восстановительной (зона битуминизации и затопления пород нефтью — зона обеления).

3. В связи с полученными данными о закономерностях локализации зон обеления у нас нет оснований вслед за В. Н. Холодовым и др. (1961)

считать, что окислительно-восстановительные границы для U и Fe при образовании эпигенетических месторождений в карбонатных породах были разобщены в пространстве. Напротив, эти данные свидетельствуют о том, что рудная полоса рассмотренного месторождения, как на рудопроявлении, ранее изученном Е. А. Головиным, первоначально на всем своем протяжении была локализована у линии перехода красных пласто-воокисленных известняков в известняки серые неокисленные. Это доказывает общность процессов формирования урановых руд в карбонатных породах и урановых месторождений в песчаниках. Таким образом, исчезает генетическая специфика месторождений «обескислородной зональности», которые отличаются от месторождений, непосредственно контролируемых зонами пластового окисления, лишь наличием этапа пострудного восстановления лимонитизированных пород.

4. На основании проведенного картирования предполагается, что важную роль в качестве поставщика восстановительных растворов с глубины на пострудном восстановительном этапе и, возможно, при рудообразовании играл Меридиональный разлом и некоторые другие разрывные нарушения, развитые в районе месторождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Уран.— В кн.: Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы, радиоактивные, рассеянные и редкоземельные элементы. М., «Наука», 1966.
- Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицын А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмаринич Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., Атомиздат, 1965.
- Германов А. И., Батулин С. Г., Волков Г. А., Серебрянников В. С. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах.— В кн.: Труды Второй Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958.— Докл. сов. ученых, т. 3. М., Атомиздат, 1959.
- Готман Я. Д. Осадочные месторождения.— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Готман Я. Д., Зубрев И. Н. Генетическая классификация урановых месторождений.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Данчев В. И., Олха В. В., Стрелянов Н. П. Об урановом оруденении в карбонатных осадочных породах.— Геология рудн. местор., 1959, № 6.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шилковский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М., Атомиздат, 1966.
- Каширцева М. Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопроявлений урана.— Сов. геология, 1964, № 10.
- Котляр В. Н. Геология и генетические типы промышленных месторождений урана. М., ГосНТИ, 1961.
- Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицын А. К. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 11.
- Ченцов И. Г. Вопросы минералогии и геохимии некоторых осадочных урановых рудопроявлений.— Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1959, вып. 28.
- Якжин А. А. Поиски и разведка урановых месторождений.— М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Harshmann E. N. Alteration as a guide to uranium ore. Shirley Basin, Wyoming.— US Geol. Surv., Prof. Paper, 450-D, 1962.
- Harshmann E. N. Genetic implication of some elements associated with uranium deposits Shirley Basin, Wyoming.— US Geol. Surv. Prof. Paper, 550-C, 1966.

Дата поступления  
6.VI.1969

УДК [552.55 + 551.782.1] (571.66)

## КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ МИОЦЕНА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

**В. И. ГРЕЧИН**

В статье описаны три типа кремнистых пород, широко распространенных в миоценовых морских вулканогенно-осадочных отложениях Западной Камчатки: туфодиадомиты, опоки и перекристаллизованные опоки с кремнистыми аргиллитами. Дается их сравнительная характеристика, приведены данные химических анализов. Устанавливается единая первично органогенная природа кремнезема во всех трех типах кремнистых пород. Возникновение же разных типов кремнистых пород из органогенно-кремнистых (с примесью пирокластического материала) осадков связывается с постседиментационным перераспределением кремнезема и изменением его структурной формы. Дополнительным источником свободного кремнезема при образовании высококремнистых пород служит процесс глинизации туфов. В степени перерождения вещества кремнистых пород в общих чертах наблюдается вертикальная зональность: наименее измененные разности, туфодиадомиты, приурочены к верхним частям разреза, наиболее измененные, перекристаллизованные опоки, — к нижним.

Третичные, и в частности миоценовые, кремнистые породы весьма широко распространены в северной части Тихого океана и его обрамления. Они обнаружены океанологическими экспедициями в различных местах на дне Тихого океана, широко развиты среди мощных морских вулканогенно-осадочных толщ на Чукотке, Камчатке, Сахалине, в Японии и по всему восточному побережью океана (Жузе, 1968). Миоценовые кремнистые породы по форме нахождения в них  $\text{SiO}_2$  можно свести к трем основным типам.

Первый тип — породы, в которых свободный  $\text{SiO}_2$  присутствует в виде опаловых панцирей диатомовых водорослей, лишь частично перекристаллизованных. Второй тип — породы, сложенные аморфным (скрытокристаллическим) или слабо раскристаллизованным  $\text{SiO}_2$ , состоящим в основном из кристобалита. Хотя органогенная структура в породах этого типа в значительной степени уничтожена вторичными процессами, первично органогенная природа их не вызывает сомнений. Третий тип — породы, в которых  $\text{SiO}_2$  присутствует также в виде скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного вещества, но преимущественно в форме кварца.

Все эти три типа кремнистых пород играют существенную роль в строении мощных вулканогенно-осадочных толщ Западной Камчатки. Кроме них в разрезе развиты породы смешанного состава: различные туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты. Многочисленны, но маломощны прослои туфов. Чисто терригенные разности имеют подчиненное значение.

*Первый тип* кремнистых пород представлен диатомитами и туфодиадомитами. Под названием «туфодиадомиты» в настоящей статье понимается группа пород, состоящих из смеси пелитовой опало-глинистой массы, органогенно-кремнистой составляющей, пирокластического и терри-

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO
Туфодиадомиты	71,98	0,51	8,71	1,60	0,93	0,04	1,67
	66,60	0,42	10,31	2,31	1,44	0,06	2,50
	63,63	0,64	12,46	4,15	0,82	0,03	3,05
	61,59	0,72	14,79	2,99	1,43	0,03	4,17
Туф кристалло-витрокластический Опоки	66,48	0,51	14,30	1,02	0,89	0,08	2,03
	82,56	0,30	5,38	0,53	0,54	0,01	1,16
	79,93	0,34	6,01	1,51	0,43	0,01	1,65
	77,72	0,47	8,99	1,21	0,38	0,01	1,14
Туф глинизированный Перекристаллизованные опоки	72,77	0,55	8,77	1,77	0,86	0,03	1,85
	54,86	0,51	14,75	3,87	1,02	0,02	2,16
	86,62	0,29	4,13	1,44	1,00	0,01	0,95
	82,39	0,34	5,90	1,70	1,23	0,01	1,25
Туф сильно глинизированный	75,45	0,47	7,91	3,00	0,89	0,01	1,27
	72,70	0,55	9,37	1,82	2,60	0,03	1,27
	42,09	0,68	17,68	2,46	1,36	0,11	6,85

Примечание: Прочерк указывает на то, что содержание элемента не определялось.

генного материалов. Распределение компонентов в пределах одного слоя и даже одного куска породы очень неравномерно, поэтому давать более точные номенклатурные наименования представляется нецелесообразным, а используемый термин достаточно точно определяет породу как смесь различного материала с преобладанием органогенно-кремнистого и пеплового компонентов. Диатомиты в миоцене Камчатки встречаются редко — в них почти всегда присутствует та или иная примесь некремнистого материала.

Туфодиадомиты и диатомиты — легкие породы, желто-серые, голубоватые, белесые при выветривании имеют землистый излом. Слоистость в них выражена неотчетливо, кластический материал либо равномерно рассеян, либо образует небольшие гнездовидные скопления или мелкие, неправильной формы линзочки. Органогенно-кремнистая составляющая (20—80%) туфодиадомитов представлена в основном панцирями диатомовых, небольшим количеством спикул губок, единичными радиоляриями. Многочисленны выделения пирита или марказита, частично или полностью выполняющие внутреннюю полость панцирей диатомей. При растворении кремневой скорлупки они остаются в виде характерных шариков или их сростков, имеющих вид слепка с внутренней поверхности панциря. В пелитовой массе (20—50%), представляющей собой агрегат тончайших чешуек глинистых минералов и частично раскристаллизованного опала, иногда различимы остатки диатомовых и вулканического стекла. По-видимому, основная часть пелитовой массы и образовалась от разложения мельчайшей вулканической пыли и диатомового детрита, хотя в ней, несомненно, присутствуют и терригенные глинистые минералы. Пирокластический материал (10—30%) алевритовой и псаммитовой размерности представлен вулканическим стеклом, кристаллами плагиоклаза (реже пироксена, биотита, роговой обманки) и углаватыми обломками эффузивов, преимущественно среднего состава. Терригенная же примесь состоит из хорошо окатанных обломков (в том числе гравийно-галечной размерности) различных, нередко окварцованных, эффузивов, туфов, метаморфических и осадочных пород.

Уже в породах первого типа начинается перерождение опалового SiO<sub>2</sub> панцирей диатомовых водорослей. Происходит их частичное растворение и осаждение SiO<sub>2</sub> в виде «абиогенного опала», иногда имеющего слабовыраженное глобулярное строение. В результате этого процес-

MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	C	S	SO <sub>2</sub>	Σ
0,71	1,20	1,19	5,19	3,06	0,06	Нет	0,64	0,61	1,75	99,85
0,82	1,68	1,64	6,27	2,75	0,09	»	0,47	0,54	1,80	99,70
1,45	2,03	1,53	4,70	4,94	0,14	»	0,19	—	—	99,76
1,06	2,60	1,67	4,43	1,98	0,09	»	0,33	0,57	1,42	99,87
0,53	2,81	3,41	5,95	1,30	0,09	0,08	0,08	0,13	Нет	99,69
0,22	1,21	0,89	4,48	1,94	0,08	Нет	Нет	0,57	0,71	100,58
0,46	0,68	1,10	4,81	2,80	0,05	»	0,77	—	—	100,45
0,51	0,87	1,45	3,14	4,09	0,03	»	0,42	—	—	100,39
0,37	2,43	1,39	3,92	2,85	0,09	»	0,52	0,78	1,10	100,05
2,55	3,43	0,88	6,54	9,15	0,07	»	Нет	—	—	99,81
0,51	0,78	0,76	1,99	0,43	0,08	0,08	0,60	0,56	0,33	100,56
0,81	1,09	1,07	2,19	0,71	0,09	Нет	0,40	0,70	0,33	100,21
1,46	1,77	1,62	3,79	2,02	0,07	»	0,63	—	—	100,36
2,19	1,46	1,76	2,84	1,76	0,07	0,72	0,54	—	—	99,68
4,15	1,41	1,35	7,95	8,03	0,09	5,36	Нет	—	—	99,57

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

са органогенная структура породы в отдельных участках начинает стираться. Комплексное использование методов химического, рентгеноструктурного анализов и оптического изучения выявляет в этих породах присутствие SiO<sub>2</sub> преимущественно в опаловой форме, при небольшом количестве кристобалита и кварца (халцедона). Содержание SiO<sub>2</sub> в туфодиазомитах 62—72% (таблица).

*Второй тип* кремнистых пород представлен опоками. Это тонкопористые хрупкие породы, обычно светлоокрашенные в кремовые, лиловые, голубоватые тона, при выветривании становятся белесыми. Они имеют неотчетливо выраженную тонкую горизонтальную слоистость, которая подчеркивается слабовыраженными поверхностями пластовой отдельности неседиментационного происхождения, и иногда мелкую неправильно-линзовидную микрослоистость; состоит из однородной кремнистой скрытокристаллической (иногда имеющей глобулярное строение) или очень мелкозернистой массы, содержащей незначительную примесь глинистых минералов и мельчайших фрагментов вулканического стекла. В отдельных участках породы хорошо видна органогенная структура. Обычно же о ней свидетельствуют лишь остатки перекристаллизованных диатомей или их нерастворившиеся части, а также многочисленные, характерной шаровидной формы выделения марказита или пирита, подобные таким же образованиям в туфодиазомитах, где они выполняют внутренние полости панцирей диатомей. Довольно часто в породах имеется различное количество (обычно меньшее, чем в туфодиазомитах) примеси пирокластического материала алевритовой размерности, представленной вулканическим стеклом со следами растворения, кристаллами плагиоклаза, редко — пироксеном, биотитом, роговой обманкой. Терригенная примесь в породах почти отсутствует. В составе кремнистого вещества устанавливается преобладание кристобалита над остальными формами. Содержание SiO<sub>2</sub> в опоках 73—83% (см. таблицу).

*Третий тип* представлен породами, которые предыдущие исследователи описывали обычно как аргиллиты и алевролиты. Оказалось, что они имеют существенно кремнистый состав. По многим особенностям (текстурным, структурным, составу) они близки к породам второго типа — опокам; основное отличие заключается в резком преобладании кварцевой формы SiO<sub>2</sub> над остальными. Чтобы показать генетическую взаимосвязь пород второго и третьего типов, мы называем последние

перекристаллизованными опоками. Определение «кремнистый» сохраняется в названии разновидностей пород этого (а также и других) типа, содержащих значительную примесь некремнистого материала. Внешне перекристаллизованные опоки аргиллито- и алевролитоподобны, с раковистым или шероховатым изломом, крепкие, в отличие от опок, плотные, а не тонкопористые. Пластовая отдельность в них выражена более отчетливо, чем в опоках. Состоят из очень тонко раскристаллизованного  $\text{SiO}_2$ , небольшого количества глинистого вещества и различной примеси пирокластического и терригенного материала. Вулканическое стекло в большей степени, чем в опоках, разложено. О первичной органической структуре свидетельствуют изредка сохраняющиеся от растворения плохо различимые части створок диатомей и главным образом многочисленные выделения сульфидов Fe, аналогичные встречающимся в туфодиатомитах и опоках и нередко сохраняющие форму панцирей диатомей. Данные химических анализов пород третьего типа приведены в таблице.

Во всех трех типах кремнистых пород часто встречается мелкий обугленный растительный детрит, нередко карбонатные конкреции, в которых органическая структура зачастую сохраняется лучше, чем во вмещающих породах, и присутствуют остатки бентосной фауны с известковой раковиной. Ископаемые комплексы моллюсков, представленные сравнительно небольшим количеством форм довольно однообразного систематического состава, как и структурно-текстурные особенности содержащих их осадков, свидетельствуют о формировании отложений в пределах шельфовой области моря, вне зоны волнений. Причем породы второго и третьего типов образовались, по-видимому, в относительно более глубоководных условиях, чем туфодиатомиты.

Кремнистые породы связаны постепенными переходами и переслаиваются с породами смешанного состава. В тонкообломочных разностях этих пород кремнистое вещество также играет значительную роль, входя в состав связующей массы, количество которой достигает 50%. Характерен парагенез кремнистых пород с витрокластическими и кристалло-витрокластическими туфами, образующими маломощные, но многочисленные прослои в кремнистых толщах. Все эти общие черты кремнистых пород, а также те их особенности, которые отмечались при описании отдельных типов, приводят к заключению о единой первично органической природе  $\text{SiO}_2$  во всех описанных кремнистых породах. Возникновение же разных типов кремнистых пород связано с постседиментационным перераспределением  $\text{SiO}_2$  и изменением его минеральной формы. В изменении кристаллической структуры вещества кремнезема этих пород в общих чертах соблюдается вертикальная зональность.

На фигуре схематически показано распространение типов кремнистых пород в одном из наиболее полных разрезов миоцена Западной Камчатки (Точилинская антиклиналь). В верхнем миоцене (какертская свита)<sup>1</sup> здесь распространены туфодиатомиты и ассоциирующие с ними почти неизменные витро- и кристалло-витрокластические туфы. Ниже по разрезу, в среднем миоцене (вивентекская свита)<sup>2</sup>, основная роль принадлежит опокам с прослоями туфов, уже в значительной степени затронутых процессом преобразования пирокластического материала в глинистые минералы. Перекристаллизованные опоки и кремнистые аргиллиты с прослоями нацело глинизированных туфов развиты

<sup>1</sup> Расчленение разреза дается в соответствии со схемой, принятой в XXXI томе Геологии СССР (Геология СССР, 1964).

<sup>2</sup> По литологическому составу, видимо, было бы целесообразным нижнюю пачку (75 м) вивентекской свиты относить к утлохолокской, а нижнюю пачку (70 м) кулувецкой — к вивентекской свите.

Схематический разрез миоценовых отложений Точилинской антиклинали (Западная Камчатка)

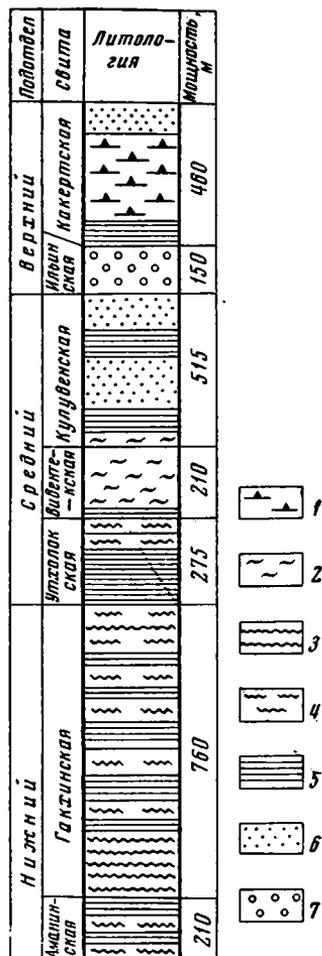
1 — туфодиациты с прослоями vitro- и кристалло- vitro-кlastических туфов; 2 — опоки с прослоями обычно глинизированных туфов; 3 — перекристаллизованные опоки с прослоями сильно глинизированных туфов; 4 — кремнистые аргиллиты с прослоями сильно глинизированных туфов; 5 — туфоалевролиты и аргиллиты, нередко слабокремнистые, с прослоями туфов; 6 — туфопесчанки, иногда слабокремнистые, с редкими прослоями туфов; 7 — конгломераты, гравелиты и песчанки

преимущественно в нижнем и частично среднем миоцене (аманинская, гакхинская и ухолокская свиты). В переходных горизонтах имеются промежуточные разности этих пород. В ряду туфодиациты → опока + перекристаллизованная опока сверху вниз по разрезу наряду с исчезновением органогенной структуры и совершенствованием степени кристалличности кремнистого вещества происходит некоторое изменение химического состава. Как уже указывалось, в миоцене Западной Камчатки чистые кремнистые породы почти не встречаются — даже разности, наиболее богатые  $\text{SiO}_2$ , содержат значительную примесь алюмосиликатного материала.

В целом же, как видно из таблицы, содержание  $\text{SiO}_2$  в туфодиацитах несколько ниже, чем в породах второго и третьего типов. Это может быть связано с различными явлениями и процессами. Кремнистые илы, из которых образовались породы второго и третьего типов, могли быть изначально более кремнистыми либо из-за меньшей роли разбавляющего материала, либо вследствие формирования их из родов диатомей с более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  в панцире (известно, что содержание  $\text{SiO}_2$  в панцирях различных родов современных диатомей 45—100%). В процессе растворения створок диатомей и осаждения  $\text{SiO}_2$  в виде «абиогенного опала» мог происходить вынос из породы некремнистых компонентов. Наконец, дополнительным источником  $\text{SiO}_2$ , не связанного в алюмосиликаты, может быть процесс девитрификации мельчайших частичек вулканической пыли и процесс глинизации многочисленных туфовых прослоев. В таблице приведены данные химического анализа в различной степени глинизированных туфов, ассоциирующих с каждым из трех типов кремнистых пород. Первичный состав туфов, если судить по основности плагиоклазов и показателям преломления сохранившихся от разложения фрагментов вулканических стекол, был, по-видимому, близок. Из сравнения анализов можно заключить, что процесс глинизации туфов сопровождается высвобождением и выносом значительного количества  $\text{SiO}_2$ .

Вертикальная зональность в распределении различных типов кремнистых пород в общих чертах соблюдается и в миоценовых отложениях других частей севера Тихоокеанского обрамления. Характерно также обогащение кремнистых и других пород миоценовых разрезов пирокластическим материалом, обилие туфов и повышенная кремнистость пород смешанного состава.

Например, на Сахалине миоценовые кремнистые породы развиты среди мощных толщ преимущественно вулканогенно-осадочных отложе-



ний (Бродская, 1966). К верхней части этих толщ приурочены диатомиты, вниз по разрезу сменяющиеся опоками, а затем кремнистыми аргиллитами. Все породы ничем существенным не отличаются от соответствующих пород на Камчатке. Н. Г. Бродская предполагает, что кремнистые аргиллиты образовались в результате постседиментационного преобразования пепловых туфов, и называет их туфогенными силицитами. Не отрицая принципиальной возможности окремнения туфов, следует, однако, заметить, что для миоценовых туфов всего севера Тихоокеанского пояса характерна глинизация, а не окремнение. Прослой бентонитов наблюдаются и в кремнистых аргиллитах Сахалина. Под микроскопом различаются не только контуры вулканических стекол, но и остатки кремневых организмов (скорлупки диатомей, спикулы губок). Это позволяет с большей вероятностью считать, что кремнистые аргиллиты — продукты изменения (перераспределение кремнистого вещества и изменение его структурной формы) пород смешанного состава типа туфодиатомитов Камчатки.

На американском побережье Тихого океана примером вулканогенно-осадочной формации со значительным распространением кремнистых пород может служить формация Монтерей средне-верхнемиоценового возраста в Калифорнии (Gramlette, 1946). К верхней части этой формации приурочены кремнистые породы первого типа, диатомиты и их разновидности с большой примесью глинисто-алевритового материала и витрического пепла. Ниже по разрезу существенную роль начинают играть порцеланиты — аналоги опок Западной Камчатки. Тонкослоистые их разновидности называются порцеланитовыми сланцами, а разности, обогащенные глинистой и мелкоалевритовой примесью, — порцелановыми мадстоунами (porcelaneous mudstone). К породам третьего типа можно отнести пластовые кремни (кроме них встречаются кремневые желваки и конкреции в диатомитах) и кремнистые сланцы, приуроченные главным образом к нижним частям формации. М. Н. Брамлетт считает, что все кремнистые породы монтерейской формации образовались в результате постседиментационного преобразования первично органогенно-кремнистых осадков. И. В. Хворова (1968) допускает участие в образовании кремней нижней части разреза небιοгенного  $\text{SiO}_2$ , поскольку именно к низам монтерейской формации приурочены эффузивные образования.

Подводя итог сказанному выше, можно отметить следующее. Биогенный путь извлечения  $\text{SiO}_2$  из морской воды, как и в современную эпоху (Страхов, 1966), был основным в миоценовое время. Ведущая роль в формировании кремнистых осадков также принадлежала диатомовым, поэтому условия образования кремнистых илов тесным образом связаны с возможностями интенсивного развития этих водорослей, захоронения и сохранения их в осадке. В современном Тихом океане (в частности, в северной его части) массовое развитие диатомовой флоры и накопление кремнистых илов происходит в зонах дивергенции, где осуществляется подъем глубинных океанических вод, обогащенных питательными солями, в зону фотосинтеза (Лисицын, 1966). Кремнистые осадки образуются только там, где темпы поступления  $\text{SiO}_2$  в осадок оказываются выше темпов терригенной и карбонатной седиментации.

Считается, что непосредственной связи пышного расцвета диатомовых с проявлением вулканической деятельности не существует. Однако нельзя не заметить пространственного совпадения в общих чертах поясов органогенного кремненакопления с областями интенсивного современного вулканизма. Оба эти процесса — органогенное кремненакопление и вулканизм — явления планетарного масштаба, стабильно сосуществовавшие на протяжении всей истории Кз севера Тихоокеанского пояса. Возможно, эта связь неслучайна. Можно предполагать, что продукты вулканической деятельности (особенно тонкий витрический материал и

термальные воды) служат дополнительным источником  $\text{SiO}_2$  и других компонентов, необходимых для жизнедеятельности диатомовых. Кремнистые породы миоцена в северной части Тихого океана распространены гораздо шире, чем современные кремнистые илы. По-видимому, в миоценовое время наряду с интенсивным проявлением вулканизма существовали и другие (гидрологические, климатические и пр.) факторы, более благоприятные для развития диатомовой флоры. Органогенное кремне-накопление являлось как бы фоновым седиментационным процессом: большинство фациальных типов морских отложений, за исключением, пожалуй, грубообломочных прибрежно-морских, в той или иной степени обогащено кремнистым материалом.

Накоплению мощных толщ кремнистых осадков в отдельных частях миоценовых бассейнов способствовало также ограниченное поступление терригенного материала. Кремнистые илы накапливались не только в глубоководных частях океана, но и в пределах шельфа на разных глубинах, однако преимущественно вне зоны волнений. В процессе постседиментационных изменений панцири диатомей большей частью растворились, так как были сложены легкорастворимыми формами  $\text{SiO}_2$ , а затем растворенный  $\text{SiO}_2$  вновь осел в виде уже «абиогенного опала», менее растворимого, чем биогенный. В дальнейшем происходило лишь изменение химической структуры  $\text{SiO}_2$  и переход его в другие разновидности: кристобалит, халцедон, кварц. Дополнительным источником свободного  $\text{SiO}_2$  при образовании миоценовых кремнистых пород служил процесс девитрификации тонкого витрического материала, в изобилии содержавшегося в миоценовых органогенно-кремнистых осадках, и процесс глинизации многочисленных пепловых прослоев. В результате различной интенсивности постседиментационного преобразования и перераспределения вещества первично органогенно-кремнистых (с примесью пирокластического материала) осадков и возникли описанные выше типы миоценовых кремнистых пород севера Тихоокеанского пояса. На ход и интенсивность постседиментационных процессов, несомненно, оказывали влияние конкретные геологические условия различных регионов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. I, М., «Недра», 1964.
- Жузе А. П. Древние диатомеи и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Хворова И. В. Кремнеаккумуляция в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. Тр. ГИН АН СССР, М., «Наука», 1968, вып. 195.
- Yamlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks.— Geol. Surv. Profess. Paper, 212, 1946.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
16.III.1970

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 551.332.52/53

**О ПРИЧИНЕ ВЫСОКОЙ ПЛОТНОСТИ  
МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Н. И. КРИГЕР**

Известно (Каган, 1966; Калинина, 1964; Карпышев, 1963; Мазуров, 1953; Новожилов, 1966; Перепускова, 1964; Приклонский, 1948; Собина, 1964), что морена (till) континентальных ледников отличается высокой плотностью (низкими значениями пористости). Существует мнение (Лаврова, 1966; Мазуров, 1953; Панюков, 1956; Шанцер, 1966; Skempton, 1964), что уплотненность морены связана со статическим и динамическим давлением глетчерного льда в период ее формирования.

По Н. Я. Денисову (1960), пористость донной морены в ледниковое время не была в истинном соответствии с давлением льда, поскольку подо льдом она не была водонасыщенной; однако, претерпев значительное уплотнение в ледниковое время, морена ныне находится в переуплотненном состоянии.

Вопрос о плотности морены рассматривается на материале исследований в Белоруссии (Гродно, Солигорск) и Рязанской области. В качестве характеристик плотности породы используются пористость  $n$  (отношение объема пустот к объему породы, %) и коэффициент пористости  $\epsilon$  (отношение объема пустот к объему твердой фазы породы, в долях единицы).

Уплотненность морены по сравнению с другими отложениями, залегающими выше и ниже ее, можно видеть, например, в окрестностях сел Дашково-Песочня и Соколовка близ Рязани (табл. 1). Значительная изменчивость  $n$  подморенных отложений различного литологического состава заставляет заключить, что давление плейстоценовых ледников — не единственный, и даже, вероятно, не главнейший фактор, определяющий плотность этих пород в современную эпоху.

В различных районах  $n$  морены 20—48%, средние значения — 26,5—38,6%. Как видно из табл. 2, среднее значение  $n$  морены в Белоруссии ниже, чем в окрестностях Рязани. В геологическом отношении оба случая различаются по возрасту (рязанская морена — днепровская, белорусские морены — последнепровские), удаленности от края оледенения (рязанская морена — во внутренней части территории оледенения, белорусские морены — в краевых зонах оледенений) и предполагаемой мощности глетчерного льда (рязанская морена образовалась в основании более мощной толщи льда, чем белорусские морены).

Первый из этих факторов мог способствовать относительному разуплотнению, второй и третий — более значительному уплотнению рязанской морены. Иногда видно, что маломощные моренные отложения, за-

Таблица 1

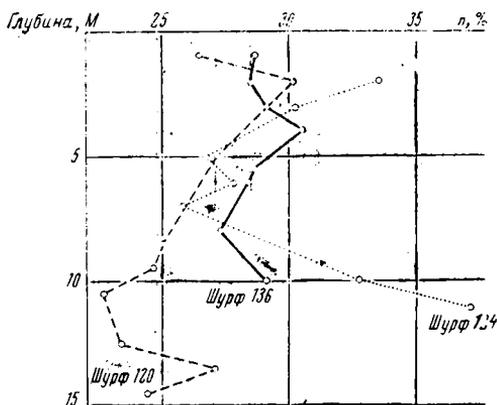
## Пористость и коэффициент пористости моренных и неморенных отложений

Порода	с. Дашково-Песочня					с. Соколовка				
	число проб	n, %		e		число проб	n, %		e	
		пределы	среднее	пределы	среднее		пределы	среднее	пределы	среднее
Делювиальный суглинок	13	36,7—47,2	42,6	0,58—0,89	0,73	22	35,4—47,6	41,4	0,56—0,91	0,71
Суглинки балочных выполнений	4	—	—	—	—	44	34,6—50,7	42,5	0,53—1,03	0,75
Водораздельный лёссовидный суглинок	—	—	—	—	—	71	33,9—48,2	41,5	0,58—0,93	0,72
Моренные суглинки и супеси	19	30,9—48,0	38,1	0,45—0,92	0,63	81	24,2—43,9	38,2	0,34—0,79	0,68
Подморенные озерные суглинки и супеси	11	38,9—42,7	40,8	0,62—0,74	0,68	—	—	—	—	—
Барремские мелкозернистые глинистые пески	—	—	—	—	—	25	32,4—52,8	40,7	0,43—1,12	0,70
Барремские песчанистые глины	—	—	—	—	—	34	26,6—49,8	38,5	0,36—0,78	0,63
Волжские глауконитовые пески	1	—	30,7	—	0,44	—	—	—	—	—
Юрские глины	12	37,9—64,0	54,1	0,61—1,80	1,24	—	—	—	—	—

Пористость и коэффициент пористости моренных отложений по районам

Район	Число образцов	n		e	
		пределы	среднее	пределы	среднее
Солигорск	22	26,0—35,4	30,3	0,35—0,55	0,44
Гродно, участок № 1	7	32,1—37,8	35,1	0,47—0,61	0,54
Гродно, участок № 2	41	22,0—37,2	26,5	0,28—0,59	0,36
Гродно, участок № 3	68	20,7—37,3	27,8	0,26—0,60	0,36
Рязань, с. Соколовка	81	24,2—43,9	38,2	0,34—0,79	0,68
Рязань, с. Конищево, участок № 12	21	31,0—43,5	35,0	0,45—0,77	0,57
Рязань, с. Конищево, участок № 3	9	25,3—37,3	31,5	0,34—0,59	0,46
Рязань, с. Дягицево	97	31,8—48,2	37,1	0,47—0,94	0,57
Рязань, с. Дашково-Песочня	19	30,9—48,0	38,1	0,45—0,92	0,63
Рязань, с. Черкизова Песочня	13	29,6—44,8	38,6	0,42—0,81	0,63
Всего по району Рязани	240	25,3—48,2	37,2	0,34—0,93	0,61
Всего по району Белоруссии	138	20,7—37,8	28,2	0,26—0,61	0,38
Общие итоги	378	20,7—48,2	33,9	0,26—0,93	0,53

легающие на сравнительно небольшой (1—3 м) глубине (с. Соколовка), имеют в среднем более высокую  $n$ , что, может быть, позволительно связать с разуплотнением породы, вызванным процессами современного выветривания. Однако надо отметить, что для морены характерна значительная изменчивость  $n$  на коротком расстоянии в плане и разрезе. На фиг. 1 показана изменчивость  $n$  морены в разрезах трех шурфов на



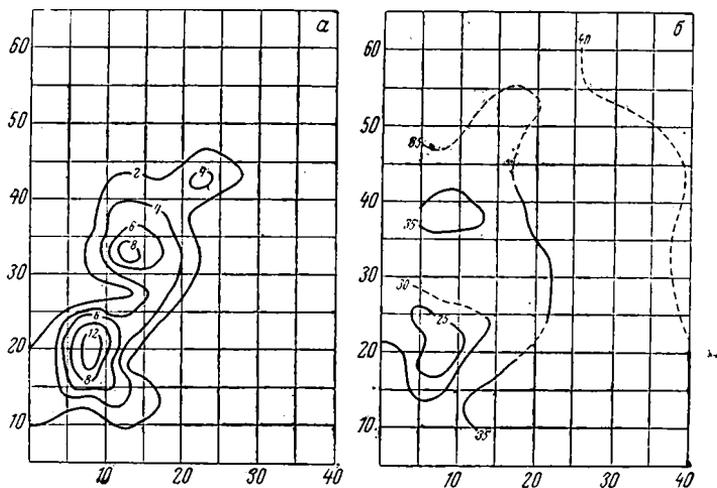
Фиг. 1. Распределение пористости морены в разрезах шурфов

участке севернее с. Жидовщина в окрестностях Гродно (расстояния между шурфами 120—124 и 124—136 соответственно 80 и 380 м, но значительные изменения  $n$  характерны и для более близко расположенных точек). Изменения  $n$ , по-видимому, не зависят от глубины и кажутся случайными. С первого взгляда может показаться заманчивым связать изменения  $n$  в толще морены с динамикой ледникового покрова, наличием в нем зон и плоскостей сжатия и растяжения. Но при более строгом подходе выявляется, что в большинстве случаев нет надежных оснований для утверждения связи низкой  $n$  морены с бывшим гляциальным давлением. Зависимость плотности породы от ее гранулометрического (дисперсного и микроагрегатного) состава очевидна. Даже эволюция  $n$  при изменении физико-географической обстановки происходит различно в породах разного гранулометрического состава. Теоретически выводится (Muskat, 1946), что однороднозернистые пески с зернами шарообразной формы (независимо от диаметра зерен) при разном («кубическом» или «тексагональном») способе упаковки зерен имеют  $n$

25,95—47,64%. Пористость ( $n$ ) песков мало зависит от давления (Озерская, 1967). Плотная («гексагональная») упаковка песков может быть достигнута в условиях атмосферного давления, и после ее достижения дальнейшее увеличение давления не вызывает уплотнения породы (я здесь не говорю о тектоническом динамометаморфизме, приводящем к коренным изменениям характера породы).

Иначе ведут себя глинистые породы. В некотором диапазоне давлений (вероятно, оцениваемом десятками  $кг/см^2$ ) при отсутствии вторичного сцепления действует принцип соответствия пористости давлению. Вторичное сцепление может препятствовать уплотнению породы при возрастании давления или разуплотнению при его уменьшении, вследствие чего может возникнуть порода недоуплотненная или переуплотненная, с «кажущимся» соответствием  $n$  давлению (Денисов, 1956). Морена, имеющая значительное количество песчаных частиц, в ряде случаев едва ли может быть сжата до  $n$  значительно меньше 25,95%, но полученную низкую  $n$  может сохранить после снятия нагрузки.

Иногда полагают (Карпышев, 1963), что плотной упаковке морены способствовала низкая минерализация ледниковых вод, при которой отсутствовали процессы коагуляции тонкого материала. Некоторое значение этого фактора может быть не следует отрицать. Но значительно более важным фактором, способствовавшим приобретению мореной высокой плотности, следует считать разнородность ее гранулометрического состава, разнообразие фракций (Денисов, 1960). По этой причине морену сравнивают (Каган, 1966; Хазанов, 1966) с известной строителям-до-



Фиг. 2. Поля распределения частот ( $a$ ) и минимальных значений пористости ( $b$ ) морены в зависимости от гранулометрического состава

Количество частиц, %: по оси абсцисс —  $<0,005$  мм, по оси ординат —  $0,005-0,05$  мм; пунктир — линии предполагаемых значений, построенные по малому фактическому материалу

рожникам оптимальной смесью (искусственный грунт с широким спектром гранулометрических фракций), всегда имеющей высокую плотность.

Зависимость  $n$  морены от ее микроагрегатного состава иллюстрируется диаграммами полей распределения частот (фиг. 2,  $a$ ) и минимальных значений  $n$  (фиг. 2,  $b$ ). Значения исследуемого признака, полученные для каждого квадрата (отвечающего 5%-ным интервалам количества глинистых и пылеватых фракций), отнесены к центрам квадратов, что позволило составить графики в изолиниях.

Результаты экспериментов по уплотнению моренных отложений

№ шурфа	Глубина отбора проб, м	Морена		Паста				Давление, необходимое для уплотнения пасты до плотности морены, кг/см <sup>2</sup>
		n, %	ε	влажность, %	без нагрузки		ε при давлении 3 кг/см <sup>2</sup>	
					n, %	ε		
101	4,0	—	—	11,8	35,8	0,540	0,481	—
102	1,0	—	—	9,8	31,60	0,462	0,429	—
	2,0	—	—	9,3	30,97	0,449	0,422	—
	4,0	—	—	9,7	32,09	0,472	0,419	—
	5,0	—	—	11,5	35,44	0,549	0,474	—
103	1,0	—	—	10,7	33,96	0,514	0,463	—
	2,0	—	—	12,9	37,77	0,607	0,433	—
	3,0	—	—	11,5	35,66	0,554	0,470	—
	4,0	—	—	11,4	34,69	0,531	0,477	—
	5,0	—	—	11,5	34,69	0,531	0,469	—
136	2,0	28,5	0,399	11,6	35,58	0,552	0,508	10,0
	3,0	28,7	0,404	9,3	30,22	0,433	0,391	2,0
	4,0	30,6	0,441	9,7	32,09	0,472	0,444	3,4
	7,0	—	—	9,5	31,23	0,454	0,416	—
	8,0	27,3	0,376	9,4	31,08	0,451	0,412	6,5
138	10,0	29,1	0,407	10,6	32,09	0,472	0,448	9,0
	1,2	32,7	0,487	11,3	34,40	0,525	—	1,7
	2,2	31,3	0,456	10,4	33,58	0,505	0,427	2,0
	4,2	—	—	10,6	33,58	0,506	0,475	—
	6,5	—	—	10,2	32,58	0,483	0,441	—
141	2,2	35,3	0,546	11,9	36,06	0,564	0,507	0,7
	4,2	31,7	0,465	9,8	32,09	0,472	0,448	0,5

Характер состава морены окрестностей Рязани и Гродно представлен по данным около 200 анализов пипеточным методом с микроагрегатной подготовкой грунта (без отмычки солей HCl, с применением аммиака в качестве стабилизатора). Можно видеть, что обычно для морены характерно присутствие глинистых (<0,005 мм) частиц 5—20%, пылеватых (0,005—0,05 мм) 15—40%, откуда количество песчаных и более крупных (>0,05 мм) частиц 40—80%.

При исследовании  $n$  обнаруживается, что в каждом квадрате (см. фиг. 2, б) ее значения изменяются широко. В ряде случаев это можно объяснить процессами выветривания и связанными с ними явлениями разуплотнения породы. Поэтому на фиг. 2, б показаны наблюдавшиеся минимальные значения  $n$ . Они не случайны, не всякая морена характеризуется высокой плотностью: наиболее плотная ( $n < 25\%$ ) наблюдается только в области (интервале), где количество глинистых фракций 5—10%, пылеватых 18—25% и соответственно песчаных и более крупных 65—80%. В этой области вообще не встречена морена с  $n > 37\%$ .

Для понимания условий образования  $n$  морены представляют интерес опыты с грунтовой пастой — образованным из морены увлажненным искусственным грунтом. Пробы отобраны из окрестностей Гродно (участок № 2). При влажности пасты 8,5—15,2% (среднее значение 10,5%), по данным анализов 27 проб, наблюдалась  $n = 30,6—35,6\%$  при среднем 33,1% ( $\epsilon = 0,44—0,61$ , среднее 0,51). Сравнение этих данных с приведенными в табл. 2 для морены в естественном состоянии из этого же района показывает, что в последнем случае моренный материал уложен более плотно — в естественном состоянии  $n$  в среднем ниже на 6,6% ( $\epsilon$  — на 0,15). Если пользоваться не средними данными, а сравнивать из этого же района результаты испытаний конкретных проб морены и сделанных из них паст (табл. 3), то можно видеть, что  $n$  морены ниже на 0,4—7,1% ( $\epsilon$  — на 0,007—0,153).

Очень важно отметить, что  $\epsilon$  образованных из морены паст, небольшой сам по себе (что видно из его сравнения с  $\epsilon$  различных осадочных

образований, см. табл. 1), значительно уменьшается даже при невысоком давлении. Компрессионные испытания 22 проб таких паст из окрестностей Гродно показали, что при давлении  $3 \text{ кг/см}^2$   $\epsilon = 0,391—0,508$ , в среднем 0,450. Средняя величина  $\epsilon$  уплотненной пасты несколько меньше приводившегося выше числа среднего  $\epsilon$  морены из этого же района ( $\epsilon = 0,51$ ). Однако следует учитывать, что сжимаемость «моренной» пасты колеблется в довольно значительных пределах (на рассматриваемом участке окрестностей Гродно коэффициент сжимаемости при  $0—3 \text{ кг/см}^2$ , по данным компрессионных испытаний,  $0,008—0,040$ ). По этой причине, а также в связи с неравномерной уплотненностью морены, требуются весьма различные давления для уплотнения образцов пасты до состояния, свойственного морене, из которой образована паста. В табл. 3 показано, что эти давления изменяются (даже в одном разрезе) от 0,5 до  $10 \text{ кг/см}^2$  и больше. Если предположить, что уплотняющее давление было вызвано тяжестью глетчерного льда, то мощность последнего следует оценивать в разных случаях в пределах 5—100 м, может быть, до 150 м. Даже наибольшее из этих чисел не отвечает предполагаемой мощности ледникового покрова; в отношении же получаемых меньших значений совершенно очевидно, что они не представляют интереса при оценке мощности льда.

Наиболее естественным представляется вывод, что плейстоценовая морена на Русской равнине в ее современном виде в большинстве случаев не несет на себе отчетливых и несомненных признаков уплотнения, вызванного воздействием льда (имевшего мощность много сотен метров, судя по обширному распространению морены, грандиозным следам выпавания и гигантским отторженцам подстилающих пород). Лишь на отдельных участках, где уплотнение «моренной» пасты до плотности морены требует значительного давления, можно гипотетически допустить частичную унаследованность пористости морены от ледникового времени. Но в этом случае необходимо проявлять большую осторожность, учитывая, что мы в настоящее время не можем установить все факторы, при которых происходило уплотнение моренных отложений.

В связи со сказанным надо отметить, что происхождение и закономерности распределения пористости пород редко бывают предметом специального исследования. Между тем этот вопрос имеет большое теоретическое и практическое значение. Существуют многочисленные факторы, влияющие на пористость породы (влажность в период седиментации и эпигенеза, гранулометрический и минералогический составы, форма зерен, агрегированность пород, рН среды отложения, заполнение пустот воднорастворимыми соединениями и т. д.). Значение некоторых факторов уплотнения пока не поддается учету. К числу таких факторов относят время, в течение которого осуществляется сдавливание породы лежащими выше слоями (Логвиненко, 1968).

## ЛИТЕРАТУРА

- Денисов Н. Я. Строительные свойства глинистых пород и их использование в гидротехническом строительстве. Энергоиздат, М., 1956.
- Денисов Н. Я. Инженерная геология. Госстройиздат, М., 1960.
- Каган А. А. Инженерно-геологическая характеристика основной морены последнего оледенения северо-запада Европейской части СССР.— В кн.: Формирование и изменение физико-механических свойств горных пород под влиянием естественных факторов. Изд-во Ленингр. научн.-технич. горн. о-ва, Л., 1966.
- Калинина П. И. Плотины Нива III на р. Ниве.— В кн.: Геология и плотина, т. 4, «Энергия», М., 1964.
- Карпышев Е. С. Инженерно-геологические условия строительства плотин в области ледниковой аккумуляции.— В кн.: Геология и плотины, т. 3. Госэнергоиздат, М., 1963.
- Лаврова Т. И. Состав и некоторые свойства моренных отложений бассейнов Верхней Вычегды и Верхней Печоры.— Сб. статей по геологии и гидрологии, вып. 4, «Недра», М., 1966.

- Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. «Наука», Л., 1968.
- Мазуров Г. П. Физико-механические свойства ледниковых грунтов.— Уч. зап. ЛГУ, № 159. Сер. геол. наук, вып. 3, 1953.
- Новожилов В. Н. Физико-механические свойства моренных отложений центральной части Тихвинского горно-промышленного района.— Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка, 1966, № 8.
- Озерская М. Л. Связь между геологическими факторами и физическими свойствами осадочных пород.— В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. «Недра», М., 1967.
- Панюков П. Н. Краткий курс инженерной геологии. Углетехиздат, М., 1956.
- Перепускова Л. А. Йовская плотина на р. Йове.— В кн.: Геология и плотины, т. 4. «Энергия», М., 1964.
- Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР.— Тр. Лабер. гидрогеол. проблем АН СССР, М., 1948, вып. 3.
- Собина В. И. Ондская плотина на р. Онде.— В кн.: Геология и плотины, т. 4, «Энергия», М., 1964.
- Хазанов М. И. Упрощенный способ оценки механических свойств грунтов.— В кн.: Материалы Первого республиканского совещания по инженерно-геологическим изысканиям и исследованиям в Казахстане. Алма-Ата, 1966.
- Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. «Наука», М., 1966.
- Muskat M. The flow of homogeneous fluids through porous media. Michigan, 1946.
- Skempton A. W. Long-term stability of clay slopes.— Géotechnique, t. 14, No. 2, 1964.

ПНИИИС Госстроя СССР  
Москва

Дата поступления  
6.VI.1969

УДК 552.52 : 552 + 2

## О ПРЕВРАЩЕНИИ МОНТМОРИЛЛОНИТА В КАОЛИНИТ ПРИ ТОРФООБРАЗОВАНИИ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Л. И. БОГОЛЮБОВА, Л. А. СОКОЛОВА, А. Л. ЮРЕВИЧ

При изучении минерального и органического вещества в разрезах торфяных залежей Колхиды (Грузия) было подмечено, что в ряду фациальных типов осадков одного и того же разреза торфяного пласта, от глины с небольшой примесью органического вещества к глинистому торфу и торфу, относительное содержание монтмориллонита уменьшается вплоть до полного разрушения его в торфе. Одновременно возрастает содержание каолинита (Боголюбова, Тимофеев, 1969). Такая закономерность позволяет предположить возможность возникновения каолинита из монтмориллонита в торфяниках. Для проверки этого предположения нами был поставлен следующий эксперимент.

На опытном участке в Московской области была выкопана яма (площадь—1 м<sup>2</sup>, глубина—0,51 м) и выстлана полиэтиленовой пленкой с отверстиями в трех местах; затем в яму был заложен брикет осокового торфа. Торф вырезали из торфяного пласта Шатурского месторождения. Размер брикета торфа соответствовал размеру ямы. Вырезание торфа и закладка его в яму было проведено с большой тщательностью, чтобы не нарушить торфогенный слой и корневую систему растущих болотных генераций. На глубине 0,20 м от поверхности в торфогенный слой было заложено 2 г высушенной и измельченной фракции < 0,001 мм белого

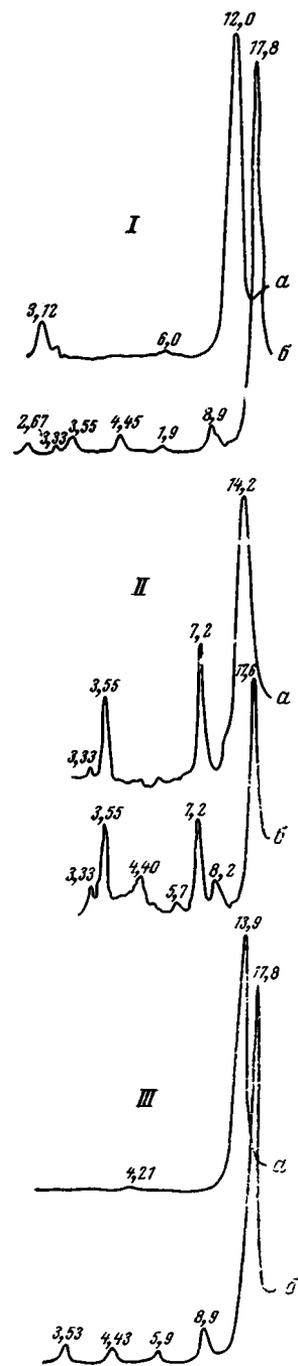
Na-монтмориллонита (Азкамарского бентонита) (Юревич, Соколова, 1969), помещенного в мешочек из капроновой ткани. Систематическое искусственное увлажнение торфа и проточность, обусловленная отверстиями в полиэтиленовой пленке, сохранили болотный режим в эксперименте и процесс торфообразования. Осока и другие болотные растения продолжали нормально развиваться. По истечении 8 месяцев (апрель — ноябрь 1969 г.) капроновый мешочек был извлечен из торфа. Он оказался пронизанным многочисленными очень тонкими корешками (ризоидами) осоки и других болотных растений. Ризоиды не прорывали ткань мешочка, а проникали внутрь через ее ячейки, раздвигая их. Содержимое мешочка уже не имело вида белого порошка исходного монтмориллонита. Оно представляло собой бурое студнеобразное вещество на контакте со стенкой мешочка (обр. 65/2-1) и более светлое в его центре (обр. 65/2-2).

Сравнение дифрактограмм исходного монтмориллонита и прошедшего эксперимент (фиг. 1) показало, что в составе минерального вещества, взятого на контакте со стенкой мешочка, кроме монтмориллонита обнаружился и каолинит, определяемый по отчетливому рефлексу  $d_{(001)} = 7,2$  Å и  $d_{(002)} = 3,55$  Å. При этом межплоскостное расстояние у монтмориллонита увеличилось по сравнению с исходным на 2,2 Å. Дифрактограмма минерального вещества из центра мешочка не показала рефлекса каолинита, сохранился только рефлекс монтмориллонита, но с межплоскостным расстоянием, увеличенным на 1,9 Å по отношению к исходному.

При рассмотрении под электронным микроскопом оказалось, что вновь образованный каолинит имеет вид то более, то менее четко выраженных шестиугольных табличек с хорошо выраженной микродифракцией. Оставшийся монтмориллонит не изменил своего прежнего габитуса (фиг. 2).

Торф, в который был помещен мешочек с монтмориллонитом, относится к осоковому с сильно разложенным растительным материалом в процессе гелефикации, т. е. гелинито-коллинитовый. Выход гуминовых кислот в торфе 51,5%, фульвокислот 12,5%. Гуминовые кислоты содержат 2,76 мг. экв/г карбоксильных групп и 4,07 мг. экв/г фенольных гидроксильных. Зольность торфа 39,45%. В течение всего времени эксперимента pH среды болота был 4,0—4,5.

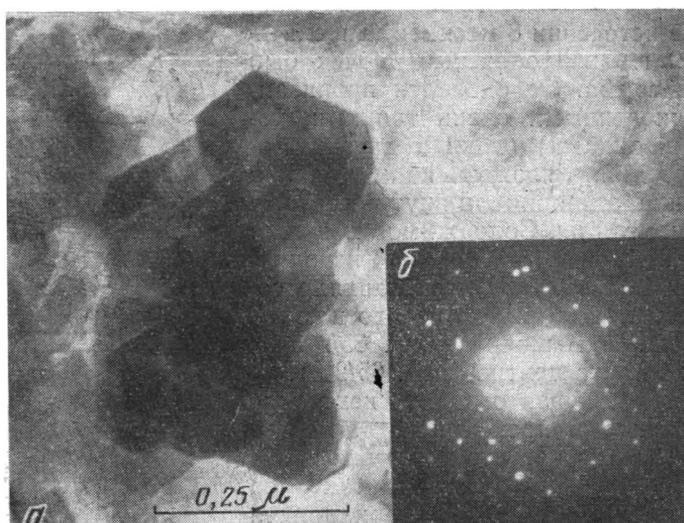
Изложенное показывает, что в условиях эксперимента, т. е. близких к естественным



Фиг. 1. Дифрактометрические кривые

I — фракции  $< 0,001$  мм Азкамарского Na-монтмориллонита обр. 65/2; II — глина из внешней части мешочка, обр. 65/2-1; III — глина из внутренней части мешочка, обр. 65/2-2; а — необработанный препарат; б — насыщенный глицерином препарат

торфяным болотам, из монтмориллонита образовался каолинит. Отсутствие каких-либо признаков смешаннослойных фаз на дифрактограммах свидетельствует о том, что вновь образованный каолинит не является результатом трансформации монтмориллонита, а возник из продуктов разрушения его кристаллической решетки синтетическим путем. При этом только более или менее непосредственное солрикосновение исходного монтмориллонита с веществом торфа обеспечило необходимые условия



Фиг. 2. Новообразованные кристаллы каолинита и их микро-  
дифракция  
а — электронномикроскопический снимок, б — микродифракция

для перехода монтмориллонита в каолинит. Во внутренней части мешочка изменения монтмориллонита свелись лишь к увеличению межплоскостного расстояния подобно тому, как это наблюдается у оставшегося монтмориллонита из внешней части мешочка. Предположение о том, что каолинит проник извне внутрь мешочка через его пористые стенки, не подтверждается фактами. Так, в использованном для эксперимента торфе почти отсутствует глинистая фракция. Минеральная часть его представлена в основном кварцем, на что указывают данные изучения шлифов, рентгеновского и химического исследований ( $\text{SiO}_2 = 81,85\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,23\%$ ).

Увеличение межплоскостного расстояния у монтмориллонита в ходе эксперимента частично вызвано проникновением в межслоевые пространства каких-то органических соединений — продуктов распада растительных остатков в торфогенном слое. Об этом свидетельствует уменьшение межплоскостного расстояния у экспериментального монтмориллонита до  $13,4 \text{ \AA}$  после обработки его 10%-ной перекисью водорода. Величина  $13,4 \text{ \AA}$ , а не  $12,0 \text{ \AA}$ , как у исходного препарата, возможно, обусловлена заменой части поглощенного Na на Ca.

Исследование показало, что формирование каолинита из монтмориллонита произошло за 8 месяцев, т. е. за очень короткий срок. Быстрота преобразования — следствие пребывания монтмориллонита в условиях сильно обводненного промываемого торфяного болота, в которых данный минерал оказался неустойчивым. Естественно, что в других фациях, например в заболачивающихся водоемах или заливающихся торфяных болотах со значительно меньшим содержанием разлагающегося расти-

тельного материала и менее кислой средой, скорость разрушения монтмориллонита и формирования каолинита будет меньшей, что мы и наблюдаем в соответствующих фациях торфяников Колхиды.

Результаты эксперимента приобретают большое значение для понимания процессов каолинизации, закономерно связанных с осадконакоплением в угленосных толщах (Коссовская и др., 1964). Они также конкретизируют существующие представления об устойчивости и изменчивости глинистых минералов в определенных фациальных условиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Юревич А. Л., Соколова А. Л. К вопросу о минеральном составе и происхождении отбеливающих глин Азкамарского месторождения Узбекской ССР.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
19.VI.1970

УДК 551.31/35

## ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ПРОГНОЗА ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

*О. С. АЛФЕРОЗ, Е. И. ЗУБЕНКО*

Физико-механические свойства осадочных пород Донбасса особенно заинтересовали исследователей в последние годы в связи с переходом разработок углей на глубокие горизонты. На глубинах 800—1000 м значительно ухудшилась устойчивость выработок, возросла метанонасыщенность пород и углей, появились внезапные выбросы песчаников. Все это затрудняло работы и повышало стоимость добычи угля. Поэтому остро встал вопрос об изыскании надежных методов прогноза горно-технических условий эксплуатации месторождений по данным разведочного бурения. Естественно, особое внимание было обращено на изучение физико-механических свойств пород, так как с последними наиболее тесно связаны указанные осложнения. При этом необходимо было выяснить следующие вопросы: количественные зависимости устойчивости выработок от физико-механических свойств вмещающих пород; влияние различных геологических факторов на изменение свойств пород (метаморфизм, глубина залегания, состав, строение); природа горного давления и механизм деформирования окружающих выработку пород и др.

Поскольку решение любого из названных вопросов требовало огромного фактического материала по физико-механическим свойствам, исследование осуществлялось массовым порядком. Проведение работ в широком масштабе дало желаемые результаты: в короткий срок были изучены свойства почти всех литологических разновидностей пород Донбасса и намечены закономерности их устойчивости в горных выработках.

Для прогноза свойств пород были предложены литолого-прочностные карты, построенные на основе гипсометрических планов отдельных пластов. Изучение закономерностей формирования и изменения пород полу-

чило четкую направленность благодаря работам Н. М. Страхова и большого коллектива сотрудников под руководством члена-кор. АН СССР Ю. А. Жемчужникова. Н. М. Страхов (1957) писал, что изменение физико-механических свойств пород нельзя связывать только с минералогическими изменениями, а проблема должна решаться в комплексе с достижениями генетической литологии и сочетанием физико-механических и минералого-петрографических исследований осадочных пород.

Нельзя однозначно решать вопрос прогноза свойств, основываясь только на литологической принадлежности породы. Кривые распределения прочностных свойств песчаников, алевролитов и аргиллитов Донбасса даже в пределах одного и того же пласта, как правило, имеют отрицательный эксцесс и значительную «нахлестку» по абсолютным значениям прочности. Песчаники, например, имеют значения прочности на сжатие 200—1800, алевролиты — 200—1000, аргиллиты — менее 100—600 кг/см<sup>2</sup>.

Естественно, прогноз свойств, основанный на средних статистических характеристиках литологических типов пород ненадежен.

Генетический подход к решению указанных вопросов в своей основе исключает влияние разнородных факторов, предопределяет однотипность условий сингенетического и эпигенетического характера и создает предпосылки для исследований однородного материала. Закономерное пространственное размещение генетических типов пород вместе с указанными выше особенностями создает наиболее правильную основу для исследований. При такой постановке вопроса допускается научно обоснованное решение обратной задачи — прогноз свойств пород по комплексу генетических признаков.

В качестве таких могут быть приняты типоморфные текстуры литогенетических типов осадочных пород, обобщенные в атласе (Ботвинкина и др., 1956). В работах Л. Н. Ботвинкиной (1962, 1966), Л. Н. Ботвинкиной и др. (1956) и в нашей работе (Максимов и др., 1968) показана тесная связь между составом и структурно-текстурными особенностями пород, а также их физико-механическими свойствами. Таким образом, связь между составом, строением и свойствами пород существует не непосредственно, а через признак генетический, что создает возможность прогнозирования их свойств.

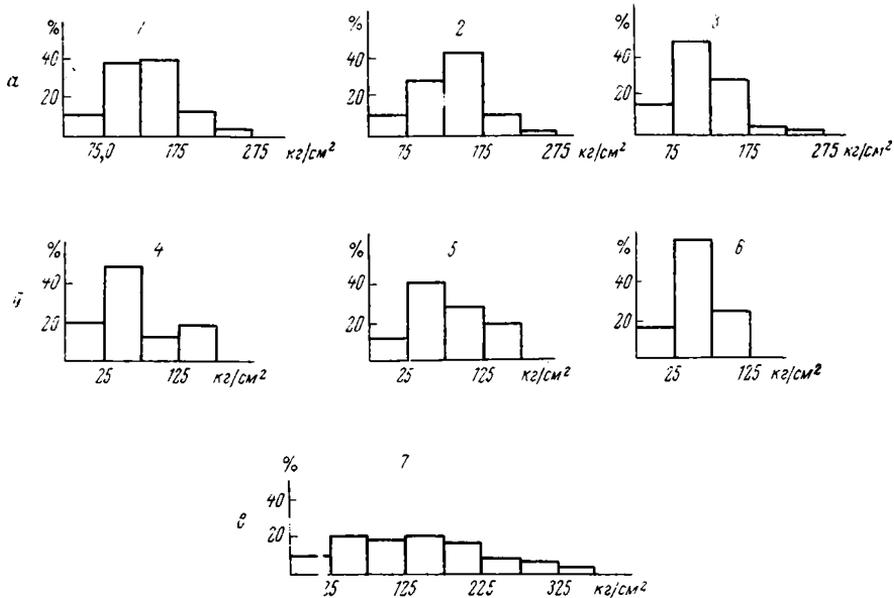
Для примера приведем некоторые результаты исследования физико-механических свойств пород различных фаций. Определяли коэффициент сцепления и угол внутреннего трения при срезе, предел прочности сжатия, пористость, модуль Юнга, коэффициент Пуассона и количественный минеральный состав в процентах, определяемый под микроскопом.

По результатам исследований строились гистограммы распределения свойств (фигура) и вычислялись статистические характеристики рядов распределения предела прочности на срез  $K_{сж}$  (таблица)

Статистические характеристики рядов распределения

Ряды гистограммы	Средняя прочность на срез, $K_{сж}$ , кг/см <sup>2</sup>	Стандарт, $S_x$	Дисперсия, $S_x^2$	Асимметрия, $A$	Эксцесс, $E$	Коэффициент вариации, %
<i>a</i>	147	38,7	1504	0,070	16,3	25
<i>б</i>	90,0	25,2	635	0,352	—0,390	28
<i>в</i>	162,5	89,5	8019	0,465	—1,327	55

Оценка результатов исследований на однородность выборок (проб) проводится по средним значениям прочности на срез ( $K_{сж}$ ), дисперсии ( $S_x^2$ ), асимметрии ( $A$ ) и эксцессу ( $E$ ). Как видно из фигуры, пробы песчаников русловых отложений (гистограммы 1, 2, 3) хорошо согласуются с гипотезой



Гистограммы распределения физико-механических свойств (коэффициент сцепления при срезе,  $кг/см^2$ ) осадочных пород Красноармейского района Донбасса а (1—3) — для мелкозернистых песчаников русловых отложений, пологая косая, неотчетливая слоистость, свита  $C_2^a$ ; б (4—6) — для мелкозернистых песчаников зоны волнений прибрежной части моря, отчетливая, волнистая линзовидная слоистость, свита  $C_2^b$ ; в (7) — для песчаников различных фаций района, свита  $C_2^c$ . Для каждой гистограммы испытано 100 образцов

об однородности по эмпирическим средним. Средние значения  $K_{сц}$  для них равны 152, 154, 136, дисперсии — соответственно 1621, 1809, 1429. По критерию Фишера ( $F$ -критерий), условием отказа от нулевой гипотезы (условием неоднородности проб) является соотношение

$$F = \frac{S_{x_1}^2}{S_{x_2}^2} \geq F_{\alpha},$$

где  $F_{\alpha}$  — критическое значение, выбираемое по таблицам (Смирнов, Белугин, 1969), при уровне значимости 0,05 (вероятность 95%) соотношение дисперсий для гистограмм 1 и 2  $F_{1-2} = \frac{1809}{1621} = 1,1$ ;  $F_{2-3} = 1,26$ ;  $F_{1-3} = 1,13 < F_{\alpha}(4,4) = 6,39$ . Нуль-гипотеза принимается — все выборки принадлежат к одной генеральной совокупности.

Для второго ряда гистограмм (песчаники зоны волнений прибрежной части моря) критерии соответственно равны  $F_{4-5} = 1,14$ ;  $F_{5-6} = 2,3$ ;  $F_{4-6} = 2,6$ . Табличное значение  $F_{0,05}(3,3) = 9,3$ . Таким образом,  $F < F_{0,05}$  — нуль-гипотеза подтверждается, пробы принадлежат к одной генеральной совокупности.

Проверим, принадлежат ли к одной генеральной совокупности песчаники различных фаций, объединенные в одну гистограмму 7. Сравним для этого близкие по среднему значению  $K_{сц}$  ряды распределения прочности гистограмм 1, 2, 3 и 7.  $F$ -критерий для них (см. таблицу) равен 5,33. Табличное значение  $F_{0,05}(7,5) = 4,88$ .  $F > F_{0,05}$  — нуль-гипотеза отвергается, пробы не принадлежат к одной генеральной совокупности.

Проверка однородности проб по критерию Пирсона ( $\chi^2$ ) также подтверждает приведенные расчеты.

Таким образом, песчаники различных фаций принадлежат к различным генеральным совокупностям. Объединение их при испытаниях в

одну группу методически неверно и приводит к грубому искажению результатов.

Анализ гистограмм и данных расчетов (см. таблицу) показывает, что кривые распределения прочности для генетических типов пород имеют более островершинный характер, а результаты прогнозных расчетов по таким кривым распределения — более высокую надежность.

Широта размаха выборки, имеющая непосредственное отношение к точности прогнозной оценки свойств, определяется как  $W = X_{max} - X_{min}$ .

Для первого ряда гистограмм (русловые отложения) (см. фигуру, а)  $W_a = 200 \text{ кг/см}^2$ , для песчаников, зоны волнений (см. фигуру, б)  $W_b = 100 - 150 \text{ кг/см}^2$ , а для песчаников, сформировавшихся в различных фациальных условиях (см. фигуру, в)  $W^6 = 350 \text{ кг/см}^2$ , т. е. различия составляют 150—350%. Наконец, коэффициент вариации прочности для одноименных генетических типов пород находится в пределах 25—28%, а часто и ниже; для пород разнородных в генетическом отношении, т. е. литологических типов, — 40—55%. Высокий коэффициент вариации не позволяет использовать такие данные для горно-технических расчетов. Высокая вариация свойств вообще характерна для литологических типов, так как они не отражают и не учитывают структурно-текстурных особенностей. Литогенетические типы, очевидно, лишены этого недостатка.

Таким образом, доминирующая роль генетических факторов в формировании и распределении физико-механических свойств среди осадочных пород подтверждается фактическим материалом. Большую значимость этих факторов вряд ли можно ставить под сомнение. Ценность их обуславливается по меньшей мере двумя обстоятельствами.

Во-первых, исследования свойств пород в генетическом плане позволят накопить много сведений о фактическом распределении свойств пород различных генетических типов. При этом практическое значение собранного материала с течением времени не уменьшится; скорее, непрерывное совершенствование теоретических представлений позволит использовать эти данные со все возрастающим эффектом. Во-вторых, в процессе проведения подобных работ возможно установление коррелируемости различных геологических явлений с физико-механическими свойствами (постседиментационные изменения, тектоника, трещиноватость и т. д.).

Таким образом, результаты исследований свойств пород с генетических позиций, несмотря на значительную специфичность их, приведут к количественной оценке закономерностей в основном вопросе рассматриваемой проблемы: о генетической природе процессов, регулирующих распределение физико-механических свойств в ископаемых породах.

Большой вклад таких исследований в теоретическую и практическую литологию очевиден.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.—Тр. ГИН АН СССР, М., 1962, вып. 59.
- Ботвинкина Л. Н. О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Ботвинкина Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Максимов А. П., Алферов О. С., Новофастовская Г. А. Генетические закономерности формирования прочностных свойств осадочных горных пород Донецкого бассейна. Всесоюзное совещание по механике горных пород и горному давлению. Тезисы докладов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1968.
- Смирнов Н. В., Белугин Д. Н. Теория вероятностей и математическая статистика в приложениях к геодезии. М., «Недра», 1969.

Днепропетровский горный институт

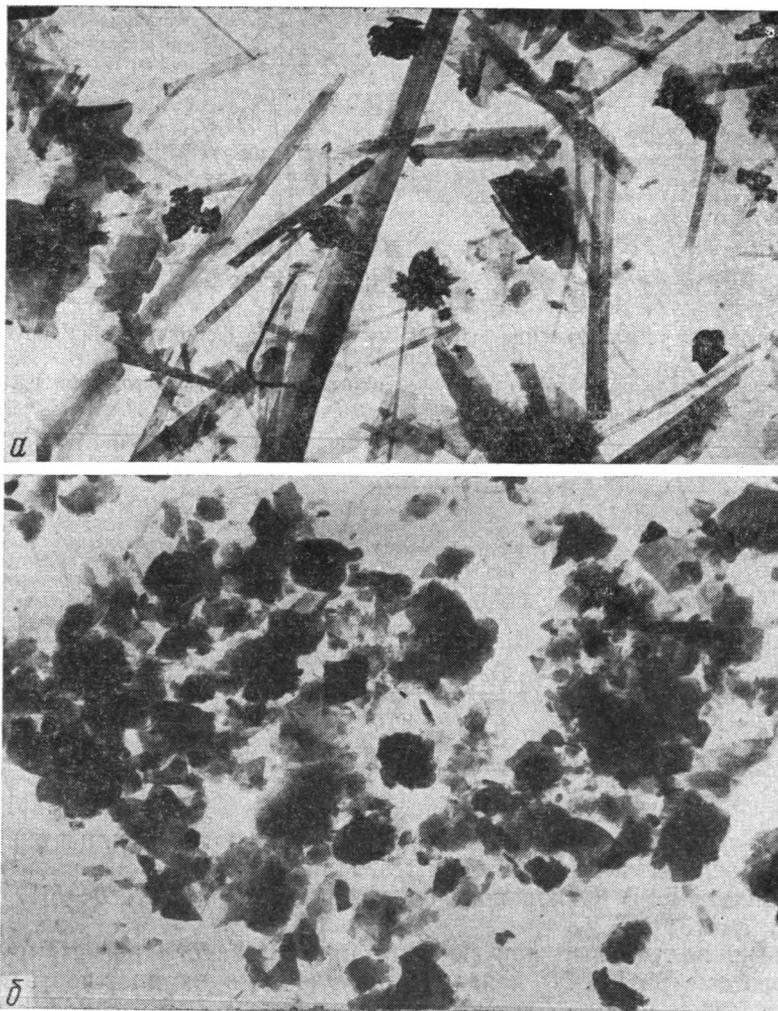
Дата поступления  
13.XI.1969

## УДЛИНЕННО-ПЛАСТИНЧАТАЯ ГИДРОСЛЮДА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

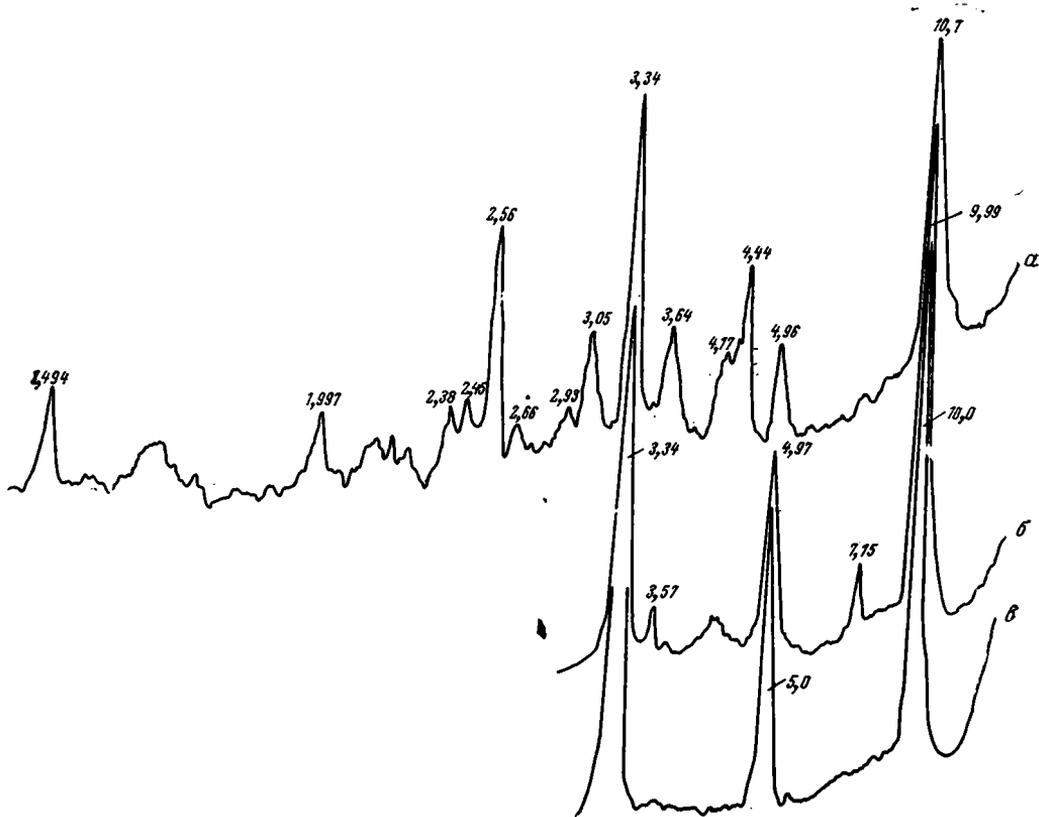
*И. И. БЕБЕШЕВ*

При изучении отложений района Дибадом структуры Сурхан-Тау в цементе гравелитов и крупнозернистых песчаников фации аллювия крупных равнинных и горных рек, залегающих в нижней части разреза, была обнаружена гидрослюда резко удлиненной формы. Длина отдельных пластинок 2—5  $\mu$  и более при ширине 0,1—0,3  $\mu$ ; очертания пластинок четкие (фиг. 1, а).

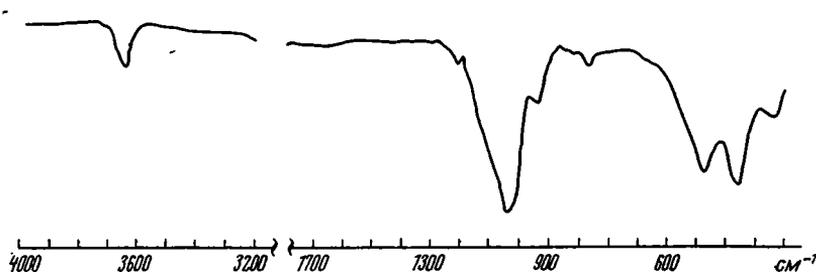
Рентгеновскими исследованиями установлено, что гидрослюда представлена диоктаэдрической разностью, о чем свидетельствует отражение  $d_{(060)} = 1,497—1,498$  А; наличие рефлексов  $d = 3,05$  и  $3,64$  указывает на ее принадлежность к полиморфной модификации 1М (фиг. 2).



Фиг. 1. Электронномикроскопические снимки фракций  $< 0,001$  мм  
 а — удлиненно-пластинчатая гидрослюда, обр. 124 (гравелит фации аллювия крупных равнинных рек); б — изометрично-пластинчатая гидрослюда с примесью каолинита, обр. 126 (алевролит фации поймы)



Фиг. 2. Дифрактограмма фракции  $<0,001\text{ мм}$  гравелита фации аллювия крупных рек (обр. 124)  
 а — порошок; б — ориентированный насыщенный глицерином; в — ориентированный прокаленный



Фиг. 3. Инфракрасный спектр удлиненно-пластинчатой гидрослюда

Электроннографические исследования также подтвердили принадлежность гидрослюда к модификации 1М. Параметры элементарной ячейки, рассчитанные Г. В. Соколовой, следующие:  $a=8,96\text{ \AA}$ ,  $b=5,17\text{ \AA}$ ,  $c=10,4\text{ \AA}$ ,  $d=102^\circ 12'$ .

Кривые, полученные при помощи инфракрасного регистрирующего спектрофотометра UR-20, показали полную их принадлежность диоктаэдрической гидрослуде (фиг. 3). На это указывает, в частности, полоса поглощения в области  $3600\text{ см}^{-1}$ . Местоположение и конфигурация ее остаются неизменными при различных ориентировках препарата по отношению к световому пучку, что свидетельствует о расположении гидроксильных групп по мотиву диоктаэдрической решетки. Сильная четкая

полоса около  $1000\text{ см}^{-1}$  вызвана валентными колебаниями Si—O и свойственна слюдам с отношением Si/Al=3. Как известно, с уменьшением содержания тетраэдрического Al эта полоса осложняется уступом со стороны малых частот, а у высококремнистых соединений уже наблюдается дублет. Расположения максимума полосы при  $1040\text{ см}^{-1}$  характерно для диоктаэдрических слюд. У магнезиально-железистых слоистых силикатов эта полоса смещается в сторону малых частот, что связывается с увеличением атомного веса иона, находящегося в октаэдрической координации (Архипенко, 1963; Лион, Тудденгам, 1965).

Помимо гидрослюды, в тонких фракциях описываемых пород постоянно присутствует в небольшом количестве каолинит, устанавливаемый лишь по рефлексу  $d_{(001)}=7,16\text{ \AA}$  и иногда по отражению  $d_{(002)}=3,58\text{ \AA}$ .

Химический анализ фракций, в которых почти полностью отсутствует каолинит, показал следующий состав гидрослюды (обр. 124), %: SiO<sub>2</sub>—48,56; TiO<sub>2</sub>—0,33; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—30,18; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—2,20; FeO—0,44; MnO—0,01; CaO—0,66; MgO—0,80; Na<sub>2</sub>O—0,23; K<sub>2</sub>O—8,54; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>—6,15; H<sub>2</sub>O<sup>—</sup>—0,84; CO<sub>2</sub>—0,12; C—0,55; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,14; Σ—99,75.

Рассчитанная по этим данным структурная формула также свидетельствует о ее диоктаэдрическом характере: (Si<sub>3,31</sub>Al<sub>0,69</sub>)(F<sub>10,02</sub>Al<sub>1,74</sub>·Fe<sup>3+</sup><sub>0,11</sub>Mg<sub>0,08</sub>)O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>Ca<sub>0,04</sub>K<sub>0,74</sub>Na<sub>0,03</sub>. Повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> связано с частичным присутствием каолинита.

Удлиненно-пластинчатая гидрослюда отложений района Дибадом — аутигенное образование. Об этом свидетельствует ее исключительная приуроченность к грубозернистым породам с крупными порами. Изучение в шлифах показало, что именно в крупных порах этих пород произошла перекристаллизация глинистого цемента — здесь присутствуют довольно крупные сильно двупреломляющиеся кристаллы гидрослюды. В породах озерно-пойменного генезиса, представленных мелкозернистыми песчаниками, обогащенными алеврито-глинистым материалом, подобной перекристаллизации глинистого вещества не наблюдается. Здесь глинистые минералы также представлены диоктаэдрической гидрослюдой с подчиненным количеством каолинита. Однако в этих породах гидрослюда имеет изометрично-пластинчатую форму (фиг. 1, б). На аутигенное происхождение удлиненно-пластинчатых кристаллов гидрослюды указывал Д. Д. Котельников (1958).

Таким образом, постседиментационное образование удлиненно-пластинчатой гидрослюды не вызывает сомнений, о более точном времени ее кристаллизации мы пока не располагаем данными и можем высказать лишь предположение.

В настоящее время нам не известны указания на возможность перекристаллизации глинистого вещества в диагенезе с образованием столь крупных кристаллов. Наоборот, образующиеся на этой стадии минералы характеризуются мелкими размерами и плохой окристаллизованностью. С другой стороны, в породах, испытавших интенсивную эпигенетическую переработку, новообразованные минералы отличаются крупными размерами и хорошей окристаллизованностью.

Исследуемые отложения в послееюрское время погружались, судя по мощности лежащих выше пород, на глубину 4,5—5 км и были выведены на поверхность лишь в альпийскую стадию тектогенеза. Пребывание на больших глубинах обусловило интенсивную эпигенетическую переработку пород. Это устанавливается по наблюдаемым в шлифах конформно-регенерационным структурам песчаников и гравелитов, наличию новообразований кварца, альбита. Кроме того, в глинистом цементе гравелитов и крупнозернистых песчаников русел крупных равнинных рек каолинит частично перешел в диккит, присутствие которого также отмечается в шлифах в виде гексогональных пластинок или вермикулитообразных стопок. В этом случае на дифрактограммах тонких фракций четкие пики, отвечающие межплоскостным расстояниям 7,16 и иногда 3,58 Å,

сохраняются после прокаливания препарата при  $t=550^{\circ}$  в течение двух часов, что характерно для диккита (Рентгеновские..., 1965). Переход каолинита в диккит также свидетельствует об интенсивной эпигенетической переработке пород (Шутов, Долматова, 1961).

В результате конформного растворения и регенерации кварцевых зерен происходило «залечатывание» поровых пространств глинистым цементом и соответственно резкое повышение гидростатического давления и динамической нагрузки (Коссовская и др., 1963). При этом в замкнутых поровых пространствах происходила интенсивная переработка заключенного в них материала. В условиях повышенных давлений и температур кварц, полевые шпаты и, возможно, частично каолинит, растворялись, что приводило к обогащению интерстиционных растворов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочами, т. е. компонентами, необходимыми для формирования гидрослюды.

В пойменных и озерных отложениях с относительно слабой пористостью и недостаточной проницаемостью, вследствие примеси песчано-алевролитового материала, формировались мелкие изометричные кристаллы гидрослюды. В противоположность этому наличие крупных поровых пространств в гравелитах и крупнозернистых песчаниках руслового аллювия способствовало росту крупных кристаллов гидрослюды удлиненно-пластинчатой формы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипенко Д. К. О применении ИКС к изучению вопросов изоморфизма в биогитах.— Журнал структурной химии, 1963, т. 4, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Котельников Д. Д. Глинистые минералы в лашийских отложениях юго-восточной части Татарской АССР. Тр. Всес. Нефтегаз. н.-и. ин-та, Госгеолтехиздат, 1958, вып. 14.
- Лион Р. Дж., Тудденгам В. М. Определение тетраэдрического алюминия в слюде методом инфракрасного абсорбционного анализа. В кн.: Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965.
- Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригеновых породах при глубинном эпигенезе. Acta Univ. Caro-linae, Geol., No. 1, 1961.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
15.VI.1970

## МЕТОДИКА

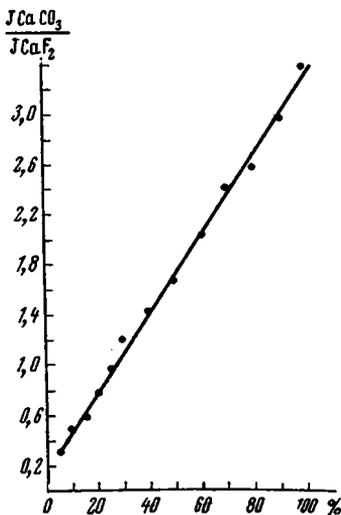
УДК 549.1

### РЕНТГЕН-ДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАРБОНАТОВ, КВАРЦА И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ ОСАДКОВ (к работе З. Н. Горбуновой)

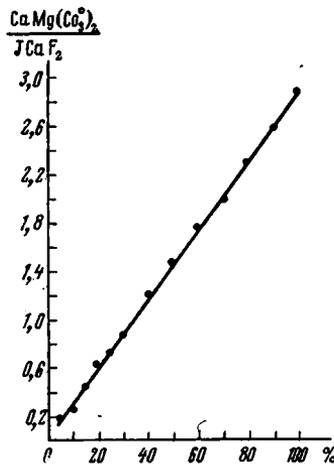
М. Б. КУЦЫКОВИЧ

При выполнении серии работ по количественной оценке содержания различных минералов в осадочных породах нами сделана методическая разработка по количественному определению карбонатов и кварца, во многом повторяющая работу З. Н. Горбуновой, опубликованную в журнале «Литология и полезные ископаемые» № 2 за 1969 г. Однако на некоторые отличия в методике эксперимента мы считаем необходимым обратить внимание.

1. Для осадочных пород Р и С наиболее характерны глинисто-карбонатные, или смешанно-карбонатные породы. Учитывая значительное влияние состава породы на



Фиг. 1. Градуировочная кривая для кальцита



Фиг. 2. Градуировочная кривая для доломита

интенсивность рефлексов, необходимо снять следующие градуировочные кривые: а) карбонат — глина (кальцит — глина, доломит — глина, сидерит — глина); б) карбонат — карбонат (кальцит — доломит, сидерит — доломит); в) магнезит — доломит + ангидрит (оба минерала взяты в равных количествах); концентрация карбонатов изменялась в пределах 5—100%.

2. На градуировочных графиках по оси ординат логично откладывать отношение интенсивностей рефлекса определяемого минерала к интенсивности рефлекса внутреннего стандарта, так как эта величина, в отличие от абсолютного значения интенсивности рефлексов, не зависит от режима съемки. При снятии градуировочной кривой

следует выбрать 2—3 стандартных режима с тем, чтобы счетчик работал в оптимальных условиях. Съёмки проводились на дифрактометре УРС-50, Си,  $K_{\alpha}$ -излучение, щели 1,0; 0,5 и 0,25 мм. Так, снимая градуировочные кривые, мы работали на следующих стандартных режимах: 25 кВ, 10 ма (5—20% карбонатов), 25 кВ, 8 ма (20—70% карбонатов); 25 кВ, 6 ма (70—100% карбонатов). Эталонные образцы с концентрацией карбонатов 15 и 20% снимались на режимах 25 кВ, 10 ма и 25 кВ, 8 ма, а 60 и 70% карбонатов на режимах 25 кВ, 8 ма и 25 кВ, 6 ма. Все съёмки производились в 9-кратном повторении (3 стекла по 3 раза). Изменение отношения интенсивностей для данной концентрации карбонатов при смене режима было не более 2—3% и не превыша-

Данные (%) рентгendifрактометрического (1)  
и химического (2) анализов

Образец	1		2	
	CaCO <sub>3</sub>	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
Сир-3/26	90	—	91	1,03
Сх-1п/266	—	78	1,0	80,0
Сх-1п/269	—	82	1,49	80,13
Сх-1а/278а	52	34	55,11	35,26
Сх-1а/281а	—	70	—	69,17
Сх-1п/282а	57	30	55,66	32,03
Сх-1п/283	40	44	42,59	42,67
Сх-1п/284	72	14	71,22	15,57
Сх-1п/285	15	59	13,82	60,90
Сх-1п/288	76	—	78,67	0,14
Сх-1п/362	—	4	—	3,09

ло отклонения от среднего значения отношения при 9-кратном повторении каждой точки градуировочной кривой, снятой на одном и том же режиме. В этих оптимальных для счетчика условиях работы градуировочные кривые карбонатных минералов и кварца имеют вид прямой в отличие от графиков, приведенных З. Н. Горбуновой; отклонений градуировочной кривой от прямой как для малых, так и для больших концентраций минералов не наблюдается (фиг. 1, 2).

3. Для выбора режима съёмки образец снимается на режиме 25 кВ, 8 ма в интервале углов 20—36°, затем выбирается один из стандартных режимов, и съёмка образца с внутренним стандартом производится в более узком интервале углов, в зависимости от минерального состава.

Сопоставление рентгеновских и химических данных по содержанию минералов указывает на хорошую сходимость результатов (таблица).

Таким образом, мы не видим необходимости в подборе одного режима съёмки, при котором счетчик на малых или высоких концентрациях минералов работает в неблагоприятных условиях.

4. Повторное снятие градуировочных кривых с промежутком времени два месяца не дало заметных отклонений величины отношения интенсивностей, как на это указано в статье З. Н. Горбуновой. Повторное полное снятие градуировочной кривой — очень кропотливая работа. Для проверки стабильности работы установки достаточно иметь эталонный образец (например, пластину кварца). Тщательное измерение интенсивностей рефлексов этого образца дает возможность судить о стабильности работы установки вообще, и положении градуировочной кривой, в частности.

Комплексная тематическая партия  
треста «Харьковнефтегазразведка»  
Харьков

Дата поступления  
3.IV.1970

## **ХРОНИКА**

### **ПЕРВЫЙ СЕМИНАР ПО КОНТИНЕНТАЛЬНОМУ ОСАДКООБРАЗОВАНИЮ**

**А. А. ЛАЗАРЕНКО**

В настоящее время в геологии наблюдается повышенный интерес к континентальным отложениям, которые, как известно, в целом изучены гораздо хуже, чем морские. В данной области давно накопилось много важных вопросов, требующих обсуждения. С этой целью решением Комиссии по осадочным породам АН СССР 3—4 февраля 1970 г. в ГИН АН СССР был проведен 1-й семинар по континентальному осадкообразованию под руководством профессора Е. В. Шанцера.

В семинаре приняли участие около 250 человек из АН СССР (ГИН, ИГ, ИГЕМ, ИФЗ, ЛОПИ), Академий наук Украины, Белоруссии, Литвы, Эстонии, Азербайджана, Министерства геологии СССР (ВИМС, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВНИИГАЗ, НИИГА, СНИИГГИМС, ВАГТ, ГУЦР и др.), ряда вузов (МГУ, МГПИ, МГРИ, ЛГУ, РГУ, Новочеркасский политехнический институт) и других учреждений и ведомств (Почвенный институт им. В. В. Докучаева, ПНИИИС Госстроя СССР).

Было заслушано 8 докладов, посвященных двум темам: общим вопросам континентального литогенеза и литологии ледниковых образований.

Во вступительном докладе Е. В. Шанцер (ГИН) рассмотрел основные особенности континентального осадконакопления и связанные с этим важнейшие проблемы. Первая из них — выяснение динамики денудации и транспорта осадков, формирующихся в подвижной среде. Большую роль в этом могут сыграть экспериментальные исследования (например, моделирование различных типов слоистости, сортировки и механической дифференциации материала и т. д.). Вторая проблема, вытекающая из большой изменчивости факторов осадконакопления во времени и пространстве, заключается в изучении динамики и истории формирования сложных толщ. Большое значение имеют здесь актуалистические исследования с элементами исторического анализа. Наконец, третья главнейшая особенность континентального литогенеза состоит в тесной его зависимости от климата и рельефа (тектоники). Из этого вытекает сразу несколько проблем: связь эволюции рельефа и континентального осадконакопления (например, динамические фазы аллювия и т. д.), зональность генетических типов и их географических разновидностей, континентальные осадочные формации, климатические типы континентального осадочного процесса.

Проблемам геохимии четвертичных отложений был посвящен доклад В. В. Добровольского (МГПИ). Главнейшей закономерностью эволюции вещественного состава этих отложений является то, что с усилением гипергенеза происходит прогрессирующая потеря в их обломочной части почти всех химических элементов за счет обогащения кварцем. С другой стороны, гипергенез приводит к образованию новых, тонкодисперсных силикатов, активно сорбирующих рассеянные элементы (V, Cu, Zn, Ni, Ba и др.). Намечается два основных типа гипергенеза: гумидный и аридный. Установление их признаков в прошлом позволяет реконструировать ландшафтно-геохимические условия формирования отложений.

В докладе Н. В. Ренгартен (ГИН) были подробно охарактеризованы основные задачи и методы литологических исследований четвертичных отложений. Одним из наиболее перспективных представляется, в частности, термолюминисцентный метод, зарекомендовавший себя при стратиграфическом расчленении ряда сложнопостроенных континентальных толщ.

В. П. Петров (ИГЕМ) выступил с докладом о влиянии предшествующих кор выветривания на минеральный состав континентальных отложений.

Интересными и дополняющими друг друга были доклады, посвященные ледниковой тематике.

Е. В. Рухина (ЛГУ) указала на тесную зависимость литологического состава основных ледниковых морен северо-запада Русской равнины от пород ледникового ложа. Прочность последних влияет на соотношение между местными и эратическим материалом. В пределах выступов коренных пород состав основных морен резко изменяется, и они могут переходить в локальные морены и морены намора.

Ю. А. Лаврушин (ГИН) на основе личных наблюдений по строению морено-содержащего льда в областях современного оледенения (Земля Франца Иосифа, Шпицберген, Гренландия) и донных морен в областях плейстоценового оледенения (Русская равнина, Польша) пришел к выводу, что в строении донной морены запечатлена динамика движения ледника. Он также предложил выделять в донной морене ряд динамических фаций и субфаций, образующих вполне закономерное сочетание.

Н. Г. Верейский (ВСЕГИНГЕО) показал, что физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен свидетельствуют об их значительной обработке, в частности динамическом уплотнении в теле ледника, в процессе отложения морены и после него.

В докладе Н. М. Чумакова (ГИН) были рассмотрены позднекембрийские ледниковые отложения Европы. В результате проведенной их ревизии выяснилось, что настоящие морены и ледниково-морские отложения принадлежат одному стратиграфическому горизонту (середина венда) и характеризуют мощное покровное оледенение, происшедшее 650 млн. лет назад и названное автором лапландским.

По заслушанным докладам состоялись оживленные прения, в которых выступили 20 человек. В прениях были поставлены важные вопросы методологического характера, касающиеся изучения континентальных отложений в целом. Так, В. С. Яблоков (ГИН) отметил необходимость исследования континентальных перерывов в осадконакоплении. По его данным, в осадочной толще Русской платформы насчитывается около 68 таких перерывов. Важной задачей является разработка количественных характеристик, определяющих хронологический объем перерывов, а также методики восстановления геологических процессов, протекавших в это время на суше. Г. А. Коляда (ВНИГНИ) поставил вопрос о представительности фактического материала, характеризующего литологический состав континентальных отложений, и выработке определенных норм их литологического опробования. А. И. Перельман (ИГЕМ) подчеркнул, что континентальные отложения можно рассматривать как двух- и трехфазные системы (с участием жидкой и газообразной фаз), контролируемые не только механическими процессами, но и физико-химическими и биогеохимическими. Новый объект изучения в континентальных отложениях — водоносные горизонты, в которых происходят большие геохимические преобразования.

В заключение участники семинара приняли следующие решения:

1. Необходимо периодически проводить семинары по литологии континентальных отложений.

2. Каждый очередной семинар целесообразно посвящать обсуждению определенного конкретного круга вопросов.

В связи с этим одобрить предложение о проведении очередного семинара в 1971 г. в Перми по вопросам механической дифференциации континентальных осадков. Следующий, 3-й семинар желательно провести в 1972 г. с целью обсуждения проблем геохимии континентального литогенеза и процессов постседиментационного преобразования осадков.

3. Считать целесообразным организацию постоянной секции литологии континентальных отложений при Комиссии по осадочным породам АН СССР.

Хотя проведенный семинар был посвящен в основном четвертичным отложениям, он оказался очень полезным и для специалистов по древним континентальным преобразованиям. Без сомнения большой интерес могут вызвать актуалистические исследования, а также арсенал методов, успешно применяющихся при изучении современных и четвертичных отложений.

ГИН АН СССР  
Москва

Дата поступления  
27.IV.1970

## ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИЙ ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ И УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

(Бельгия, 1970 г.)

*П. П. ТИМОФЕЕВ*

В Бельгии (г. Льеж) 20—26 сентября 1970 г. в Национальном институте промышленной переработки угля (JNIEХ) проходили заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре (XXIII сессия) и углепетрографическому анализу (XX сессия). На заседаниях присутствовали 32 делегата из 14 стран мира: Англии (5), Бельгии (2), Болгарии (1), Венгрии (1), ГДР (2), Индии (1), Испании (2), Польши (2), Португалии (1), СССР (1), США (2), Франции (3), ФРГ (8), Югославии (1). От СССР в заседаниях комиссий принимал участие заместитель директора по научной части ГИН АН СССР, доктор геолого-минералогических наук П. П. Тимофеев.

Совместное заседание комиссий было открыто приветствием директора JNIEХ П. Лидента (Lident). Он выразил полнейшее удовлетворение работой комиссий, которыми со времени своего предыдущего заседания в г. Льеже (1962 г.) достигнут

значительный прогресс в разработке номенклатуры каменных и бурых углей, усовершенствовании старых и создании новых методов анализа углей. Большим достижением, по словам П. Лидента, является завершение 3-го издания Международного словаря по петрологии углей. П. Лидент также отметил, что за этот период мы потеряли крупных ученых — А. Б. Дюпарка (Duparque, Франция), Дж. Г. Кэди (Cady, США), Д. А. Харрисона (Harrison, США), затем он пожелал дальнейших успехов в совместной работе, результаты которой обогатят теорию и практику.

С ответным словом выступил Президент Международного комитета по петрологии углей профессор Э. Штах (Stach, ФРГ), который поблагодарил П. Лидента и доктора Р. Ноэля (Noel, Бельгия) за гостеприимство, организацию и подготовку заседаний международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу. Затем секретарь Международного комитета по петрологии углей Р. Ноэль ознакомил присутствующих с программой заседаний комиссий, основная задача которых — завершение подготовки 3-го издания указанного словаря к печати.

Президент Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре В. Спакман (Sprackman, США) предложил рассмотреть новую структуру 3-го издания словаря и ознакомил присутствующих с материалами, которые после обсуждения должны быть приняты для опубликования.

Обсуждение структуры словаря было направлено на поиски более рационального расположения материала, которое позволяло бы читателю не только легко ориентироваться в словаре, но и отражало бы методические приемы анализа и синтеза углей. В результате обстоятельной дискуссии все члены комиссий согласились, что словарь должен состоять из введения, трех частей и алфавитного указателя. Введение должно состоять из краткого предисловия, систематического указателя, введений, которые были сделаны к 1 и 2-му изданиям словаря, общих замечаний по структуре словаря с перечислением всех членов Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу, а также с указанием сокращений, принятых в словаре.

Первая часть посвящается проблемам угольной петрологии и ее значению для практики. Вторая, основная, часть словаря включает номенклатуру углей. Она состоит из 7 разделов: общие термины, интернациональная номенклатура (усовершенствованная система Стопс — Геерлен — SH), охватывающая каменные и бурые угли, включая сопоставление их мацералов, номенклатура Тиссена — Горного бюро США (система ТВМ), номенклатура Спакмана (США), система ГИН АН СССР (система ГИН, П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова), термины, не входящие ни в одну из указанных выше номенклатур и систем. В заключение второй части рассматриваются синонимы и аналоги терминов, используемых в словаре. Третья часть содержит описание методов петрографического анализа углей. В конце словаря приводится алфавитный указатель. Словарь будет издан на английском, немецком, французском и русском языках; русское издание будет подготовлено ГИН АН СССР и издано в Москве.

Особый интерес, как и в прошлые годы, вызвало обсуждение вопросов подразделения, понимания и терминологии мацералов группы витринита каменных углей и группы гуминита бурых углей и их сопоставления. Приняты ранее (Болгария, 1969 г.) классификация и терминология мацералов групп витринита и гуминита подверглись переработке, поскольку они не отвечают истинной природе возникновения мацералов. На это обстоятельство неоднократно указывали П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова, а в последнее время и М. Тейхмюллер (Teichmüller, ФРГ), суждения которой во многом учитывают не только морфологические, но и генетические особенности мацералов каменных и бурых углей. Если на заседаниях в Болгарии в 1969 г. (Тимофеев, Боголюбова, 1970)<sup>1</sup> обсуждались в основном подразделения мацералов групп витринита и гуминита и были намечены только первые контуры их сопоставления, то в г. Львеве последнему было уделено основное внимание. В этом одно из достижений работы комиссии по углепетрографической номенклатуре, большинство членов которой ранее возражали против совместного рассмотрения мацералов каменных и бурых углей, считая, что между ними нет ни коррелятивной, ни генетической связи. В итоге было принято новое подразделение мацералов групп витринита и гуминита и дано их сопоставление (таблица).

Краткий анализ таблицы показывает, что ее общее построение в значительной мере отвечает генетическому принципу, когда мацералы групп витринита и гуминита подразделяются не только по степени биохимического измельчения лигнино-целлюлозных тканей, но и в этом же порядке располагаются в таблице, т. е. гумотелинит (телинит) — гумодетринит (витродетринит) — гумоколлинит (коллинит). Это значительный шаг вперед в деле распознавания истинной природы мацералов каменных и бурых углей. Подобный подход к их анализу в дальнейшем позволит пересмотреть понимание существа ряда терминов<sup>2</sup>. Так прежде всего это относится к термину «телинит»,

<sup>1</sup> Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Заседания Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу (Болгария, 1969) — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.

<sup>2</sup> Термины в том виде, как они понимаются большинством членов комиссии, даны в статье о заседаниях в Болгарии в 1969 г. (см. П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова. Заседания Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу (Болгария, 1969 г.) — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4).

**Сопоставление мацералов бурых и каменных углей**  
Система Стопс-Геерлен (г. Льеж, 1970 г.)

группа мацералов	Бурые угли				Каменные угли			
	подгруппа мацералов	мацералы	разновидность мацералов	вид	разновидность мацералов	мацералы	группа мацералов	вид
Гуминит	Гумотелинит	Текстинит		А (темный) Б (светлый)			Телинит	Лепидофитовый телинит
		Ульминит	Текстоульминит	А Б				
			Эу-ульминит	А Б				
	Гумодетринит	Аттринит Дензинит				Витродетринит	Витринит	
	Гумоколлинит	Гелинит	Левигелинит	Детрогелинит	Детроколлинит	Коллинит		
				Тело-гелинит	Тело-коллинит			
				Эу-гелинит	Эу-коллинит			
				Поригелинит Флобафинит				
				Корпогуминит	Корпоколлинит			
		Псевдофлобафинит						

который в этой классификации понимается только как стенки клеток, полости которых заполнены другими мацералами — гелоколлинитом, корпоколлинитом и т. д. или не заполнены. Нам кажется, как и большинству геологов СССР, телинитом следует считать не только стенки клеток, но и их содержимое, которые в целом представляют результаты процесса биохимического превращения исходного растительного вещества.

Нет сомнений, что в дальнейшем подвергнется упорядочению и уточнению структура терминологии, которая, как неоднократно указывалось, не основана на каком-либо едином принципе, а термины иногда не отвечают внутреннему содержанию самого вещества и процессу, в результате которого оно возникло. Для большей унификации этой таблицы, в частности П. П. Тимофеевым, предлагалось по аналогии с мацералами группы гуминита (гумотелинит, гумодетринит, гумоколлинит) мацералы группы витринита именовать не просто телинит и коллинит, а витротелинит и витроколлинит, как уже сделано для витродетринита. Однако это было не принято, поскольку как объяснила М. Маковская (Mackowsky, ФРГ), производственники уже привыкли к данной терминологии.

Дальнейшая работа комиссии по углепетрографической номенклатуре была посвящена обсуждению текстов отдельных терминов, предназначенных для включения в 3-е издание словаря. Обсуждены и приняты для опубликования термины «склеротинит», «хлорофилинит», «резинит», «споринит», «кутинит», «витринит», «телинит», «витродетринит», «коллинит», «гуминит», «гумотелинит», «гумодетринит», «гумоколлинит», «текстинит», «ульминит», «аттринит», «дензинит», «гелинит», «корпогуминит», «инертодетринит», «липиддетринит», а также текст изучения углей с помощью флюоресцентной микроскопии.

Заседание Международной комиссии по углепетрографическому анализу (президент М. Маковская) было также посвящено обсуждению и принятию материалов для опубликования в 3-м издании словаря. Наибольшая дискуссия развернулась при обсуждении текста «Определение степени углефикации по отражательной способности витринита». Большая группа геологов геологической службы Иллинойса, США: Д. Белл (Bell), Н. Бостик (Bostick), Г. Дамбергер (Damberger), Д. Саймон (Simon), Г. Гляскотер (Gluskoter) прислала письменные замечания, которые в значительной мере были частично или полностью приняты. Рассматривался также текст «Комплексный анализ мацералов и микролитотипов», подготовленный М. Маковской и В. Хевия (Havia, Испания). После детального обсуждения было решено

внести ряд исправлений; окончательное согласие члены комиссий должны были дать к 1 декабря 1970 г.

Особый интерес вызвало обсуждение текста по псевдовитриниту, который был подготовлен автором этого термина Р. Томпсоном (Thompson, США). На заседании в Болгарии (1969 г.) были выработаны критерии, по которым можно выделять псевдовитринит. С этой целью было решено дополнительно проанализировать всем членам комиссии содержание псевдовитринита в аншлифах одного и того же угля с применением травления и без травления поверхности аншлифа по следующим признакам: 1) величина  $R_{max}$  ниже, чем у витринита, 2) полулунные трещины внутри зерна, 3) клеточная структура ткани, 4) ступенчатая граница зерен, 5) интенсивная трещиноватость, 6) более высокий рельеф, чем у витринита, 7) отсутствие пирита. Эти исследования не выявили единства понимания псевдовитринита. В свое время мы отметили, что псевдовитринит — это семивитринит — член ряда превращения лигнино-целлюлозных тканей: витринит — семивитринит — семигелифузинит — гелифузинит. После длительного обсуждения было решено, что В. Спакман напишет текст псевдовитринита, который будет согласован в порядке переписки между членами комиссий.

На совместном заседании двух комиссий рассматривалось предложение Кайе (Kaue, Англия) об организации рабочей группы по использованию результатов петрографического изучения углей в практике их коксования. Кайе считает, что в эту рабочую группу должно входить как можно больше исследователей, которые в той или иной мере интересуются этими вопросами. Эту точку зрения поддержали Д. Мурчисон (Murchison, Англия), Р. Томпсон и В. Спакман (США), Р. Нюэль (Бельгия), П. П. Тимофеев (СССР), Э. Штах (ФРГ), М. Эрцеговак (Египет), Югославия) и др. Наиболее активно возражала против данного предложения М. Маковская (ФРГ), которая считает, что в эту рабочую группу должно входить не более двух человек от страны и только тот, кто непосредственно связан с вопросами коксования углей или имеет опыт работы в этой области. Это предложение было отклонено. В заключение обсуждения данного вопроса председателем рабочей группы был выбран Кайе (Англия), который должен разослать свои предложения и краткую программу работ всем членам комиссий по углететрографической номенклатуре и углететрографическому анализу.

На заключительном совместном заседании двух комиссий решались организационные вопросы. Следующие заседания комиссий состоятся 21 и 22 августа 1971 г. в Крефельде (ФРГ), т. е. до начала VII сессии Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Некоторые члены комиссий поднимали вопрос о том, чтобы заседания комиссий проводились два раза в год — весной и осенью. Большинство возразило, и окончательное решение этого вопроса отложено до следующего заседания.

Рассматривались вопросы предстоящих перевыборов руководящих органов Международного комитета по петрологии углей и Комиссий по углететрографической номенклатуре и углететрографическому анализу. Решено, что Международный комитет по петрологии углей будет по-прежнему состоять из 10 членов, 9 из которых в год заседания конгресса, т. е. через 4 года, будут переизбираться тайным голосованием, а 10-м членом будет Р. Потонье (Potonie, ФРГ), который пожизненно остается почетным президентом этого комитета. В настоящее время президентом комитета является Э. Штах, который отказался от дальнейшего переизбрания. Руководящие органы будут выбраны тайным голосованием в 1971 г. на следующие 4 года.

В соответствии с существующей процедурой приема в члены комиссий (принимаются только те ученые, которые в течение ряда лет активно участвовали в работе комиссий и лично присутствовали на их заседаниях) была принята Гамбургер (Hamburger, Польша); она два года подряд участвовала в работе комиссий. В кандидаты членов комиссий (члены-корреспонденты) приняты представители Чехословакии, Польши, Португалии, Румынии, Англии, Бельгии, ФРГ, всего 8 человек (кандидатом может быть тот, кто не менее одного года активно участвовал в работе комиссий и присутствовал на их заседаниях). Было также подтверждено, что от какой-либо организации принимается не более двух человек. Кроме того, если член комиссии в течение трех лет не принимает активного участия в работе комиссий, то он исключается из их состава.

В программу работы комиссий входила также геологическая экскурсия в окрестности городов Льежа, Намюра, Визе, состоявшаяся 20 сентября 1970 г. Руководитель экскурсии доктор Г. Пирлет (Pirlet, Льежский университет) ознакомил с особенностями строения визейских отложений С, представленных преимущественно известняками. Наиболее интересен для геологов разрез, содержащий пласты угля, заключенные в основном среди прибрежно-морских и собственно-морских отложений. Аналогичные разрезы С имеются в Донбассе.

Все заседания и геологическая экскурсия, которые сопровождались оживленной дискуссией, прошли в дружественной и деловой обстановке.

Геологический институт  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
6 апреля 1971 г.



**А. Л. ЮРЕВИЧ**

30 апреля 1971 г. трагически оборвалась жизнь Андрея Леонардовича Юревича, научного сотрудника Лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР, кандидата геолого-минералогических наук, члена КПСС с 1966 г.

А. Л. Юревич в течение ряда лет активно участвовал в работе нашего журнала, проводя подготовку к печати отдельных номеров.

Андрей Леонардович прошел короткий жизненный путь. Он родился 27 февраля 1927 г., в 1944 г. поступил на I курс геолого-разведочного факультета Московского нефтяного института, который и окончил в 1950 г.

На протяжении десяти последующих лет Андрей Леонардович работал сначала в различных поисково-разведочных организациях Туркмении, а затем в комплексной нефтегазовой экспедиции ИГ и РГИ АН СССР.

В 1960 г. он перешел на работу в Геологический институт АН СССР, где подготовил и защитил в качестве кандидатской диссертации работу, посвященную литологии ачкагыльских отложений юго-западной Туркмении. Позднее Андрей Леонардович занимался изучением преобразования пепловых туфов, роли органического вещества торфяников в процессах аутигенного минералообразования, проблемами фациального анализа угленосных отложений.

Тяжелая болезнь в последние годы надолго приковывала его к постели, но Андрей Леонардович мужественно боролся с постигшей его бедой. Он снова и снова появлялся у своего рабочего стола и до последних дней продолжал начатые исследования.

Андрей Леонардович был добрым, хорошим, отзывчивым человеком. Он был тонким, целеустремленным исследователем, который мог бы еще много сделать в науке. Память о нем надолго останется в наших сердцах.

Геологический институт  
АН СССР

Редколлегия журнала  
«Литология и полезные ископаемые»

**БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ  
В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ  
СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР в июне—июле 1970 г.**

- Achauer C. W., Johnson J. H. Водорослевые строматолиты в рифовом комплексе (нижний мел), район Файервей, Техас.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1466, 1969.
- Achauer C. W. Происхождение формации Кэпитен, горы Гваделупе, Нью Мексико и Техас.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, N 11, p. 2314, 1969.
- Aldrich M. J. Влияние порового давления на песчаники, подвергнутые экспериментальной деформации.—*Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 8, p. 1577, 1969.
- Allen J. R. L. Замечания о теории концентрации твердых фаз в природных песках.—*Geol. Mag.*, v. 106, N 4, p. 309, 1969.
- Antoine J. W., Bryant W. R. Распределение солей и солевых структур в заливе Мексики.—*Bull. Geol. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, N 12, p. 2543.
- Baker S. R., Friedman G. M. Ненарушенный анализ коры с применением X-лучевого анализа.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1371, 1969.
- Bowles F. A., Bryant W. R., Wallin C. Микроструктура незатвердевших и твердых морских осадков.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1546, 1969.
- Brier C., Bennin R., Rona P. A. Предварительные данные, полученные с помощью сцинтилляционного счетчика для измерения плотности массы в морских осадочных ядрах.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1509, 1969.
- Buczak Z. Влияние характера пород на образование перигляциальных нарушений предгорья Судет.—*Biul. Inst. geol.*, N 230, p. 293, 1969.
- Caddie G. H. Анализ некоторых данных аллювиальных каналов.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, N 650-C, p. 188, 1969.
- Cameron I. B., Sabine P. A. Третичные сваренные жерловые аггломераты и сопутствующие породы на Санди Бреас, Антрим. London, H. M. Stat. off., 1969, 15 p. (*Natural enviro. res. council. Inst. Geol. sci. Rept. N 69/6*).
- Chatterjee B. K., Bhattacharya A. K. Тектоника и осадкообразование в донных мелководных эпиконтинентальных бассейнах.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1566, 1969.
- Chenouard L., Lalou C. Гамма-лучевая спектрометрия для быстрого исследования детритовых кор.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1477, 1969.
- Dobson M. Косая слоистость и ее использование в исследовании морской среды с высокой энергией.—*Sedimentology*, v. 13, N 1/2, p. 105, 1969.
- Dopahue J. Генезис оолитовых и пизолитовых зерен как показатель энергии.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1399, 1969.
- Franks P. C. Природа, происхождение и значение структур «конус в конусе» в формации Кюова (ранний мел), северная часть Центрального Канзаса.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1438, 1969.
- Freytet P. К классификации палеочув верхнего мела и нижнего миоцена Лангюеда и отношение к климату.—*Compt. rend. Acad. sci Paris, ser. D*, t. 269, N 24, p. 2316, 1969.
- Gavish E., Friedman G. M. Прогрессивный диагенез в четвертичных и поздчетвертичных карбонатных осадках; последовательность образования и шкала времени.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 980, 1969.
- Gay N. C. Анализ напластования в горной провинции Барбертон (Западный Трансвааль) путем применения деформированной гальки.—*J. Geol.*, v. 77, N 4, p. 377, 1969.
- Германн К. Переработанная доломитизированная кора как показатель ранней прибрежной доломитизации и литификации.—*Sedimentology*, v. 12, N 3/4, 1969.
- Haglund D. S., Friedman G. M., Miller D. S. Влияние пресной воды на перераспределение урана в карбонатных осадках.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1283, 1969.

- Hand B. M. Антидоны в конгломератах Маунт Тоби (триасс), Массачузетс.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1310, 1969.
- Braу E. E., Evans E. D. Органические экстракты из кернов JOIDES северо-восточная Флорида, Изучение органических экстрактов из образцов глубоководного керна континентального шельфа, склон Флорида — Гаттерас и Черного Плато. Washington, U. S. Gov. print. off., 1969, 7 p. (*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, N 581-C).
- Kinsman D. J. J. Условия формирования, осадочные ассоциации и диагенетические особенности мелководных и прибрежных морских эвапоритов.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, N 4, p. 830, 1969.
- Kpoke R. K. Вопрос о происхождении конкреций кремнезема в осадочных породах.— *Contr. mineral. and petrogr.*, v. 23, N 3, p. 236, 1969.
- Krüger P., Ossenkopf W. К исследованию осадочных флюоритов в доломите Каашвиту провинции Гера.— *Zeit. angew. Geol.*, Bd.15, N. 8, S. 414, 1969.
- Liberty B. A. Палеозойская геология в районе озера Симкоэ, Онтарио. Ottawa, 1969. 201 p. (Canada. Dep. of energy, mines and res. *Geol. Surv. Canada, Mem* 355).
- Mapes B. E. Транспортировка осадков потоками в бассейне реки Валла-Валла, Вашингтон и Орегон, июль 1962 — июнь 1965. Washington, U. S. Gov print. off., 1969. 32 p. (*U. S. Geol. Surv. Water — supply paper* 1868).
- Minoura N. Некоторые проблемы классификации песчаников, имеющие значение для микритовых частиц.— *J. Geol. Soc. Japan*, v. 75, N 10 p, 509, 1969.
- Moiola R. J., Clarke R. T., Phillips B. J. Быстрый полевой метод изготовления шлифов в неконсолидированных песках.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 60, N 7, p. 1385, 1969.
- Mothersill J. S. Анализ размера граней вдоль береговых баров и впадин Верхнего озера, Онтарио.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1317, 1969.
- Müller G., Irion G. «Соляной бисквит» — особая структура роста NaCl в соляных осадках Тускуль («Соляное озеро»), Турция.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1604, 1969.
- Müller G., Irion G. Субэральная цементация и последующая доломитизация озерных карбонатных илов и песков из палео Голу («Соляное озеро»), Турция.— *Sedimentology*, v. 12, N 3/4, p. 193, 1969.
- Nachev I. Изменчивость по простиранию в титонском флише в районе Крейшите (юго-западная Болгария) Докл. Болг. АН, т. 22, № 8, с. 931, 1969.
- Neal W. J. Диагенез и доломитизация известняков ленсильвания, штат Миссури, как показатель их становления.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 1040, 1969.
- Norris S. E., Fidler R. E. Корреляция серий пород в юго-западном Огайо методом гамма-съемки.— *U. S. Geol. Surv., Profess. Paper*, N 650-B, p. 158, 1969.
- Otori Ei. О химическом составе донных осадков озер Чинжи и Нака-Уми, Западная Япония.— *Bull. Geol. Surv. Japan*, v. 20, N 7, p. 29, 1969.
- Raquet H., Ruellan A., Tardy Y., Millot G. Геохимия бассейна склона в Центральном Марокко. Развитие глин на горных почвах и низменностях Бассе Муллойя.— *Compt. rend. Acad. sci. Paris, Ser. D*, t. 269, N 19, p. 1839, 1969.
- Pittman E. D. Разрушение двойников плагиоклазов в результате транспортировки потоков.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1432, 1969.
- Powell C. Mc. A. Песчаные дайки в Сиамо Слейт, вблизи Негауне, Мичиган.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 12, p. 2585, 1969.
- Power P. E. Глинистая минералогия и палеоклиматическое значение некоторых красных реголитов и связанных с ними пород Западного Колорадо.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 876, 1969.
- Price N. B., McDuff P. D. Минералогия и химия сланцевых каменноугольных отложений в Великобритании.— *Sedimentology*, v. 13, N 1/2, p. 45, 1969.
- Ramez M. R. H., Mosalam F. H. Измененная природа различной величины фракций некоторых кластических песков.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 1182, 1969.
- Rogers J. J. W. Формация Тие: недеформированные турбидиты и их горизонтальные эквиваленты: минералогия и палеогеография, дискуссия.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 10, p. 2129, 1969.
- Ruhle K. К расчленению голоценовых галечных слоев.— *Geol. Jg.*, 18, N. 6, S. 705, 1969.
- Ruppels D. D. Диагенез, химические осадки и смешение природных вод.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 1188, 1969.
- Sanders J. E., Friedman G. M. Положение региональной границы между карбонатными/некарбонатными прибрежными осадками Нишор как возможный климатический индикатор.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 9, p. 1789, 1969.
- Sawkins F. T. Химическое брекчирование как показатель образования брекчий.— *Econ. Geol.*, v. 64, N 6, p. 613, 1969.
- Schwab F. L. Цикличная геосинклиальная седиментация, петрографическая эволюция.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1325, 1969.
- Sargent K. A., McKee E. H. Туфы гор Бате, провинция Северная Нпе, Невада.— Washington, U. S. Gov. print. off., 1969. 12 p. (*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1294-E).
- Sheppard R. A., Gude A. J. Диагенез туфов в формации Барстоу, Мулл Хиллс, провинция Сан Бернардино, Калифорния. Физические свойства, химия и происхождение силикатных минералов, образованных в силикатных туфах озерных осадков.— Washington, U. S. Gov. print. off., 1969, 35 p. (*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 634).

- Shideler G. L. Рассеянные частицы пенсильванских песчаников в бассейне Мичигана.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 1229, 1969.
- Speed R. C., Jones T. A. Синорогенные кварцевые песчаники в юрской мобильной зоне Западной Невады: формация Боуэр Рэнч.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 12, p. 2551, 1969.
- Stewart J. H. Основная литогеническая последовательность накопления осадков верхнего триаса, плато Колорадо.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 53, N 9, p. 1866, 1969.
- Van Andel T. H., Komar P. D. Осадки Средне-Атлантического хребта между 22° и 23° северной широты.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 80, N 7, p. 1163, 1969.
- Wandeger E. К осадочной петрографии окаймления флишевых моласс между Нейленгбах и Зигхартскирхен.— *Verhandl. geol. Bundesanstalt*, H. 1, S. 73, 1969.
- Wernke D. A., Gram R. Изучение поверхности граней минеральных зерен с помощью интерференциальной микроскопии.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 4, p. 1599, 1969.
- Whetton J. T., Kelley J. C., Hanson L. G. Характеристика осадков реки Колумбия и перенос осадков.— *J. Sediment. Petrol.*, v. 39, N 3, p. 1149, 1969.
- Williams P. F., Collins A. R., Wiltshire R. G. Кливаж и почти одновременная деформация структур в осадочных породах.— *J. Geol.*, v. 77, N 4, p. 415, 1969.
- Wood C. V., Wolfe M. J. Циклы Себкха в формации Араб/Дарб побережья Трусил, Аравийское побережье.— *Sedimentology*, v. 12, N 3/4, p. 165, 1969.
- Miller D. G., Richards A. F. Изучение консолидации и сжатия под действием осадконакопления в известковых карбонатных кернах Эксума Саунд, Богемски-острова.— *Sedimentology*, v. 12, N 3/4, p. 301, 1969.
-

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,  
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,  
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,  
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),  
В. С. ЯБЛОКОВ

**EDITORIAL BOARD:**

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,  
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,  
O. I. LUNEVA, B. M. MICHALOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,  
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),  
V. S. YABLOKOV

**Адрес редакции:**

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 31/V-1971 г. Т-10684 Подписано к печати 30/VII-1971 г. Тираж 1325  
Зак. 4627 Формат бумаги 70×109<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бум. л. 4<sup>3</sup>/<sub>4</sub> Усл. печ. л. 13,3 Уч.-изд. листов 14.2

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.  
Индекс 70493

**ПОДПИСЫВАЙТЕСЬ НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»  
на 1972 год!**

**ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ НАУКИ**

Название журнала	Номеров в год	Подписная цена на год
Геология и геофизика	12	8—40
Геология рудных месторождений	6	7—40
Геоморфология	4	4—20
Геотектоника	6	7—20
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7—20
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9—00
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18—00
Известия Всесоюзного географического общества	6	5—40
Литология и полезные ископаемые	6	7—50
Океанология	6	9—00

Подписка принимается во всех отделениях связи, районных и городских агентствах «Союзпечати», почтамтах, в пунктах подписки «Союзпечати» и общественными распространителями печати на предприятиях и в учреждениях.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»