



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1977

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. П. Лисицын.</i> Биогенная седиментация в океанах и зональность	3
<i>Ю. П. Хрусталева, Д. С. Туровский, С. А. Резников, В. Д. Симонов.</i> Голоценовые отложения Аральского моря и условия их накопления	25
<i>А. Г. Черняховский, Б. П. Градусов.</i> Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока	37
<i>Л. А. Выхристюк.</i> О поступлении и распределении основных химических элементов в донных отложениях Байкала	54
<i>Б. М. Осовецкий.</i> Вещественный состав современного аллювия р. Кубани и условия его формирования	66
<i>М. А. Беридзе, В. И. Буадзе.</i> О генезисе стратиформного серноколчеданного оруденения Адангейского рудного поля (горная Абхазия)	81
<i>А. Ю. Леин, Е. М. Ривкина.</i> Сравнительный минералогический анализ терригенного материала из гипсов и известняков серных месторождений Предкарпатья	97
<i>Г. М. Власов, [О. Г. Борисов], М. И. Попкова.</i> Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы	110
<i>Н. Г. Бродская, В. К. Гаврилов, Н. А. Соловьева.</i> О генезисе терригенных пород мезозойских отложений Сахалина	124

Краткие сообщения

<i>Н. И. Бойко, В. И. Седлецкий, В. Н. Шведов.</i> Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье	137
<i>Н. В. Полянский.</i> О находках фосфатопоявлений в нижнепалеозойских отложениях Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория в Восточном Казахстане	144

Методика

<i>А. А. Рассказов, О. О. Роговина, В. В. Рыбина.</i> Размеры частиц глинистых суспензий и их изменение под действием ультразвука	147
---	-----

Критика и дискуссии

<i>В. А. Супрычев.</i> О цеолитах в углистых породах и углях (по поводу статьи В. Х. Геворкьяна, М. И. Гусельниковой, Л. М. Фроловой)	152
<i>В. И. Елисеев, А. М. Заседателев.</i> О монографии В. С. Трофимова «Январь»	155

Хроника

<i>Н. Б. Вассоевич, А. Э. Конторович, А. И. Конюхов, С. Г. Неручев, И. А. Назаревич, Е. А. Романкевич.</i> V Всесоюзный семинар «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках»	158
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

1

JANUARY — FEBRUARY

1977

CONTENTS

A. P. Lisitsin. Biogenic sedimentation in the oceans and zonality	3
Yu. P. Khrustalev, D. S. Turovsky, S. A. Reznikov, V. D. Simonov. Holocene deposits of the Aral Sea and conditions of their accumulation	25
A. G. Chernyakhovskiy, B. P. Gradusov. The soil-eluvial process and its role in humid lithogenesis of the recent continental block	37
L. A. Vykhristyuk. On supply and distribution of basic chemical elements in bottom deposits of the Baikal	54
B. M. Osovetskiy. The material composition of the recent Kuban river alluvium and conditions of its formation	66
M. A. Beridze, V. I. Buadze. On genesis of stratiform sulphide ore mineralization of the Adangeisky ore field (Mountain Abkhazia)	81
A. Yu. Lein, E. M. Rivkina. Comparative mineralogical analysis of terrigenous material from gypsum and limestones of sulphur deposits of the Pre-Carpathians	97
G. M. Vlasov, O. G. Borisov, M. I. Popkova. The Neogene tufaceous flyshoid formation of the Kuril-Kamchatka system	110
N. G. Brodskaya, V. K. Gavrilov, N. A. Solovieva. On genesis of terrigenous rocks of Mesozoic deposits of the Sakhalin	124
<i>Short communications</i>	
N. I. Boiko, V. I. Sedletskiy, V. N. Shvedov. Lithologo-facies peculiarities and formation conditions of Oxfordian carbonate deposits in the West Pre-Caucasia	137
N. V. Polyanskiy. On discoveries of phosphate manifestations in Lower Paleozoic deposits of Chinghiz-Tarbagatai meganticlinorium in West Kazakhstan	144
<i>Methods</i>	
A. A. Rasskazov, O. O. Rogovina, V. V. Rybina. Size of clay suspension particles and their changing under the effect of supersonic	147
<i>Criticisms and discussion</i>	
V. A. Suprychev. On zeolites in coaly rocks and coals (on the paper by V. Kh. Gevorkiyan, M. J. Guselnikov, Z. M. Frolova)	152
V. J. Eliseev, A. M. Zasedatelev. On the manograph by V. S. Trofimov «Amber»	155
<i>Chronicles</i>	
N. B. Vassoevich, A. E. Kontorovich, A. I. Konyukhov, S. G. Neruchev, I. A. Nazarevich, E. A. Romankevich. V-th All-Union Seminar «Organic matter in recent and fossil sediments»	158

УДК 551.35 : 551.5

БИОГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОКЕАНАХ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

А. П. ЛИСИЦЫН

На основе всестороннего изучения биогенного и терригенного материала в осадках океанов удается выделить ледовые, умеренные гумидные, аридные и экваториальный гумидный типы литогенеза. Они отличаются от типов литогенеза на континентальном блоке, выделенных Н. М. Страховым. Распределение биогенного материала определяется биологической структурой океана, т. е. зависит от широтной, вертикальной и циркумконтинентальной зональности. Абсолютные массы CaCO_3 , аморфного кремнезема распределяются с образованием широтных максимумов, соответствующих гумидным зонам. В ледовых и аридных зонах абсолютные массы биогенного материала ничтожны. Видовой состав организмов, слагающих биогенные осадки, также тесно связан с зональностью, чем определяется накопление в разных зонах материала, отличающегося по крупности раковин, их свойствам и составу. Комплексы карбонатных и кремнистых организмов располагаются в соответствии с климатической зональностью. Эти изменения в танатоценозах можно уподобить изменениям комплексов аутигенных минералов в разных типах литогенеза континентов. Установленные в осадках связи организм — среда могут быть использованы не только для реконструкции геологического прошлого, но и для установления типа океанского седиментогенеза.

Настоящая работа является ответом на статью Н. М. Страхова «К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли» (1976). В этой работе Н. М. Страхов приходит к выводу, что в океанах выделяется только один тип литогенеза, океанский, в который местами вкраплен вулканогенно-осадочный. Представляется непонятным, как на относительно небольшой поверхности континентов удается выделить четыре типа литогенеза, на огромной же площади дна океанов, занимающей около $\frac{3}{4}$ поверхности Земли и простирающейся от полюса до полюса, — только два. Если осадочные отложения тесно связаны с изменениями среды, то каким образом все многообразие ее изменений в масштабах, максимально возможных в пределах планеты, исчезает в донных осадках? Действительно ли это определяется малой чувствительностью океанского литогенеза к изменениям среды, как пытается доказать Н. М. Страхов, или обусловлено недостаточным полным исследованием океанских отложений? Имеются какие-либо четкие связи осадков океанов с определенными климатическими зонами и соответствующими им типами литогенеза? В чем эти связи выражаются и как могут быть использованы для геологии? Наконец, каким образом типы океанского литогенеза и соответствующие им биогенные и терригенные осадки сопоставляются с литогенезом на континентальном блоке и удается ли установить глобальную последовательность в смене типов литогенеза на суше и в океане, связанную с климатической зональностью. Эти вопросы будут рассмотрены в сообщениях, первое из которых посвящено связи биогенных компонентов осадков с зональностью.

1. ВИДЫ ЗОНАЛЬНОСТИ В ОКЕАНЕ

Одним из главных этапов развития океанологии было установление связи важнейших процессов в океане с климатической зональностью, а также с глубиной (вертикальной зональностью). Эта идея высказана Л. А. Зенкевичем (1948). Им было показано, что биогенная часть осадков — панцири и раковины организмов с карбонатной и кремневой функцией — распределяются в соответствии с широтной зональностью (видовое обилие, систематический состав, количественное развитие, развитие личиночных стадий, темп роста, продолжительность жизни, состав и характер скелетных образований, структур пищевых цепей и др.). В той же работе было отмечено существование закономерных изменений и по мере приближения к берегам — циркумконтинентальная зональность, а также вертикальная (батиметрическая) поясность (Беляев и др., 1959). Конкретная система широтных зон (географическая или климатическая зональность) была построена В. Г. Богоровым для планктона Тихого океана в 1959 г. (Богоров, 1960^{1, 2, 3}, 1967, 1970; Богоров, Зенкевич, 1966; Зенкевич, 1960).

«Л. А. Зенкевич и В. Г. Богоров с успехом демонстрировали свои идеи непрерывной связи — от лучистой энергии солнца над океаном (через развитие и отмирание организмов) до вековых геологических напластований на дне океанов. Они утверждали существование в Мировом океане географической зональности, которой подчиняются в основном явления и процессы в жидкой оболочке Земли» (Бурков, Монин, 1973, стр. 51).

Учение о зональности океанского осадочного процесса было впервые сформулировано П. Л. Безруковым (1959, 1962), который подчеркнул, что в распределении осадочного вещества наряду с климатической имеет место также циркумконтинентальная и вертикальная зональность. В дальнейшем идеи П. Л. Безрукова были подтверждены при изучении различных свойств и компонентов донных отложений. Идея зональности океанской седиментации, высказанная независимо от учения о типах седиментогенеза на континентах, получила широкое распространение и признание. Потребовалось, однако, немало времени, чтобы от общих построений перейти к пониманию сложных и многообразных проявлений зональности в океанских осадках, найти пути количественного ее выражения. Этим исследованиям, в частности, посвятил более 25 лет автор.

В настоящее время рассматривают в качестве наиболее общих четыре вида зональности: климатическую, вертикальную, циркумконтинентальную и тектоническую.

Климатическая зональность (широтная, природная, географическая, ландшафтная) определяется сходством природных условий вдоль простирающихся зон (по широте), а также сменами по нормали к простирающимся зонам, т. е. по меридианам. Географические зоны образуют концентрические пояса, охватывающие земной шар, проходящие через материк и океаны. Для зон характерно сходство климатических условий (температура, осадки, ветры в приземных и верхних слоях атмосферы), что приводит к сходству среды в океане (температура, соленость, стратификация вод, горизонтальные и вертикальные фронтальные разделы, динамика вод, включая поверхностную и глубинную циркуляцию, волны и др.), т. е. условий для развития животного и растительного мира. Сходство атмосферных и гидросферных условий в пределах зон имеет существенное значение и для подготовки осадочного материала на суше и в океане (биогенный материал), его транспортировки, отложения, последующих преобразований. Одновременное и взаимосвязанное действие многих зональных факторов приводит к тому, что по условиям осадкообразования и по составу донных осадков (биогенных и терригенных) каждая зона оказывается весьма специфичной, хотя в ней отмечаются зако-

номерные изменения вкрест простирания, по глубине и по нормали к берегу. Протягиваются зоны не всегда точно по широте; в зависимости от расположения материковых массивов, течений и других факторов простирание их нередко отклоняется от широтного.

Вертикальная (батиметрическая) зональность возникает в связи с закономерными изменениями свойств океанской среды с ростом глубин. Континенты — главный источник осадочного материала как минерального (взвешенного), так и растворенного. По мере удаления от них происходит закономерное снижение роли терригенного материала, смена условий и отвечающих им донных осадков, что определяет смысл **циркумконтинентальной зональности**. Этот вид зональности не отмечается на континентальном блоке. Обычно все три вида зональности в океане сочетаются.

2. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН В ОКЕАНЕ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ЗОНАМИ ЛИТОГЕНЕЗА

Важнейшим видом зональности является климатическая, которая выражается в сочетании факторов живой и неживой природы в разных природных зонах суши и океана таким образом, что на дне водоемов накапливается специфический по составу и свойствам материал — донные отложения. Эти сочетания выявляются на всех стадиях существования осадочного материала от его подготовки (на суше — для терригенного материала, в океане — для биогенного), на стадии транспортировки, отложения и превращения осадка в осадочную породу.

Точка зрения автора на возможность выделения климатических зон седиментогенеза в океанах изложена в монографии (Лисицын, 1974). Там отмечено, в частности, что зоны океанов есть продолжение зон суши на океанское пространство. «Вполне естественно, что реакция океана на неравномерность распределения тепла и влаги иная, чем суши, но вызывается она одними и теми же причинами. Вот почему еще в 1966 г. мною предложено проводить выделение климатических зон в океане по тем же принципам, по которым они выделяются литологами на суше, т. е. по сочетанию тепла и влаги. На первый взгляд, может показаться странным использование показателя влаги, так как влаги в океане всегда достаточно, а дно океана от поверхности отделено многокилометровой толщей воды. Однако такой подход неверен. Баланс влаги в поверхностных слоях океана (испарение, выпадение атмосферных осадков) определяет распределение солености. В свою очередь в сочетании с температурой соленость определяет плотность и динамику вод (плотностные течения). **На динамику вод воздействуют также и ветры, возникающие как следствие барической неоднородности, т. е. в конечном счете неравномерного распределения тепла и влаги.** Динамикой вод определяется возникновение зон дивергенции. От плотности (определяемой температурой и соленостью) зависит положение скачка плотности, регулирующего поступление питательных элементов в слой фотосинтеза вне зон дивергенции. Таким образом, в конечном счете первичная продукция и количество биогенного материала в океане (через сложную систему промежуточных звеньев) определяются сочетанием тепла и влаги (Лисицын, 1974, стр. 36—37).

Далее отмечалось, что особенностью динамики водных масс является расчленение на несколько уровней, где движение идет по разным направлениям, но в целом данные океанологии показывают, что широтный перенос приблизительно в 10 раз сильнее меридионального, чем и обеспечиваются перенос и отложение основных масс терригенного и биогенного материала именно в тех зонах, где они образовались. Это, в частности, прослеживается для эолового, ледового и флювиогенного материалов.

Ландшафтные зоны океанов обычно выделяются более дробно, чем это фиксируется осадками. Поэтому представляется более целесообраз-

ным выделять крупные зоны на основании учета термических поясов (распределение температуры) и разницы между выпадающими атмосферными осадками и испарением (влажности). Показатель «осадки минус испарение» отражает одновременно влияние влажности и температуры. Это удобный признак, который используется гидрологами, он же применяется и для выделения типов литогенеза на континентах. С использованием этого показателя надежнее всего связываются зоны литогенеза суши и океана, однако это не исключает возможности использования и других вторичных признаков (динамики поверхностных вод, структур водных масс, зон фито- и зоопланктона и др.), поскольку природная зональность отражается в целом комплексе показателей (факторов).

«Вполне естественно, что так же, как и между ландшафтами суши и океана, несмотря на их совпадение в широтном плане, существует разница, то существует она и между океанским седиментогенезом и седиментогенезом на континентальном блоке» (Лисицын, 1974, стр. 82). Таким образом мною всегда подчеркивалось, что типы океанского седиментогенеза не есть типы седиментогенеза континентов, выделенные Н. М. Страховым и перенесенные механически в океан. Реакция среды и осадков на климатические изменения в океанах существенно иная, чем на континентах, иные, следовательно, и критерии для выделения типов литогенеза, что специально подчеркивается названием «типы океанского седиментогенеза».

Выделенные мною на основе комплекса признаков ледовые, умеренные, аридные и экваториальная гумидная зоны литогенеза соответствуют общепринятым названиям природных зон. Как будет показано далее, они имеют некоторые показатели, сходные с континентальными, что отражается в близости многих характеристик донных осадков и отложений континентов (эоловый материал пустынь и осадков аридных зон океанов, ледовый материал суши и ледовые отложения океанов и др.).

Н. М. Страхов прав, утверждая, что между картой «осадки минус испарение» и картой зон литогенеза в океанах нет фотографического сходства. Нет также и фотографического сходства с приведенными в моей монографии картами среднего годового испарения и климатических зон Земли (см. рис. 11).

Полного сходства этих карт и не может быть, поскольку донные осадки океанов, как и отложения суши, образования многофакторные, т. е. зависят от одновременного воздействия не одного, а многих факторов. Конкретные отклонения от схемы «осадки минус испарение» показывают, что в данном районе действуют, кроме учтенных, также и другие факторы природной среды.

В ряде мест отклонения вызваны системой циркуляции вод, причем не только поверхностных, но и глубинных, в частности так называемыми контурными течениями. Вторая причина некоторых расхождений в границах в том, что поверхностный слой осадков 1—2 см, который обычно рассматривают, отвечает интервалу времени до 10, а местами до 20 тыс. лет, т. е. охватывает длительный период ледниковой истории, когда положение зон менялось. Еще одно обстоятельство выявляется в аридных зонах: наиболее четкие изменения в осадках проявляются не по изолинии 0 разности осадки — испарение, а при более значительном превышении испарения, т. е. надежнее всего выделяются ядра аридных зон. Есть и другие более частные причины отклонений, которые разобраны во второй части моей монографии «Процессы седиментации в океанах», находящейся в печати. Они показаны и картографически. Это дает возможность читателю объективно оценивать масштабы отклонений. Отсюда нет необходимости для «прирезок», о которых пишет Н. М. Страхов: зоны океанского литогенеза выделены на основе всестороннего изучения вещества осадков, т. е. объективного анализа осадочных об-

разований, а не «подгонкой» под климатические зоны. Поэтому и все случаи расхождений, особенно существенных, представляют большой интерес.

Все эти отклонения и частные случаи не могут, однако, заслонить общего совпадения показателей климатической зональности в океане (осадки — испарение, соленость, циркуляция поверхностных вод, климатические зоны атмосферы и гидросферы и др.) с зонами литогенеза на дне океана. Это факт принципиального значения!

Отметим также то, что климат понимается автором иначе, чем Н. М. Страховым. По современным представлениям в понятие климата включаются не только статические (температура и влажность), но и динамические показатели, в частности ветры. Для характеристики климата гидросферы (океаносферы) используют не только данные по температуре и солености (в поверхностных водах океанских областей показатель, близкий к влажности), но также и динамические показатели — течения. Поэтому каждой крупной, глобальной климатической зоне присуща своя система циркуляции атмосферы и гидросферы, причем не только в приводном и в поверхностном слоях океана, но также в тропосфере и стратосфере океана. Отсюда не может быть и речи о «приписывании» климату того, что на самом деле определяется гидродинамикой (см. Страхов, 1976, стр. 26). Для аридных зон столь же типична высокая температура и сухость воздуха, как и антициклоническая циркуляция атмосферы и гидросферы (Монин, 1969, 1972; Алисов и Полтораус, 1962). Попытки Н. М. Страхова противопоставить динамику вод и климат противоречат современному пониманию климата.

Другой неверный тезис в логической цепи Н. М. Страхова — утверждение, что динамика вод целиком определяется ветром. «Следует ли отсюда, что перенос вод определяется ветром? По-видимому, нет! Перемещение и перераспределение масс в обеих средах возбуждаются общими закономерностями, обусловленными неравномерным нагревом и охлаждением поверхности Земли. Как в атмосфере, так и в океане происходит однотипное и одновременное приспособление поля движения к полю масс» (Степанов, 1974, стр. 73). Как отмечают А. С. Монин и др. (1974), наряду с чисто дрейфовой компонентой течений важнейшее значение имеет термохалинная циркуляция, обусловленная изменениями температуры и солености. Термохалинные показатели определяют и вертикальную стратификацию вод, выделение структур водных масс, которые протягиваются в океанах широтно в соответствии с природными зонами.

Факторы, определяющие первичную продукцию, к рассмотрению которых мы переходим, также противоречат точке зрения Н. М. Страхова.

3. О НЕРАВНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ПЛАНКТОНА И ЗОНАЛЬНОСТИ

Энергетической базой биогенного процесса в океане является первичная продукция фитопланктона, которая через фотосинтез связана с солнечной радиацией. Величина продукции устанавливается в настоящее время на точной количественной основе (по C^{14} и кислороду). Среди растительных организмов океанов, формирующих первичную продукцию, главную роль играют организмы с кремнистым панцирем — диатомовые водоросли, на долю которых приходится около 70% общей продукции океана. Органическое вещество, продуцированное фитопланктоном, затем используется зоопланктоном, рыбами; на каждом из трофических уровней продукция снижается приблизительно в 10 раз.

Какие же причины определяют распределение первичной продукции в океанах, может быть, только поверхностные течения? Если бы так, то это было бы крупным открытием, имеющим и практическое значение. В настоящее время закономерности распределения первичной продукции

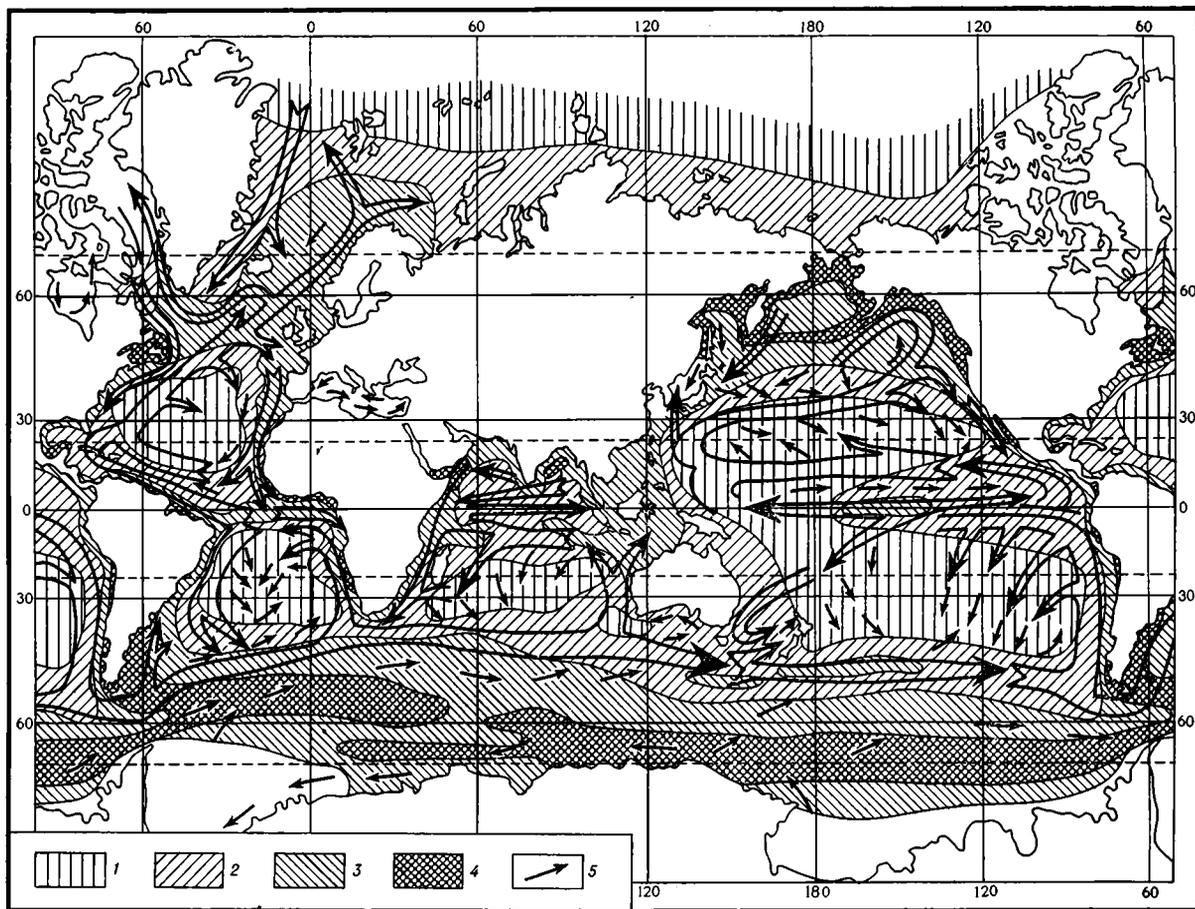
и причины, вызывающие ее изменения, изучены настолько детально, на количественной и качественной основе с учетом сезонного хода, что не остается места для предположений. Твердо установлено, что продукция определяется сочетанием следующих основных факторов.

1. В высоких широтах развитие жизни лимитируется резким недостатком света (полярная ночь, полярные сумерки), что препятствует развитию фотосинтеза. Возникновение льдов, покрывающих сушу и океан (континентальное и океанское оледенение), также препятствует проникновению света. Этот фактор глобальный, единый для континентов и океанов. Какие бы течения в этой зоне океана не существовали, какой бы не возникал избыток питательных веществ, эти зональные глобальные особенности закрывают развитие биоса в ледовых зонах!

2. В умеренных гумидных зонах главный механизм, регулирующий интенсивность фотосинтеза, иной. Он связан с возникновением обширных областей выхолаживания, существующих круглогодично (у берегов Антарктиды, Арктики, Гренландии) или только в зимнее время. Выхолаживание приводит к опусканию плотных холодных вод и подъему на их место более легких глубинных, богатых биогенными элементами. В умеренных зонах такое перемешивание возникает дважды в год и проявляется в весеннем и осеннем цветении фитопланктона. В промежуточные периоды глубинные воды, богатые биогенами, «отрезаются» от слоя фотосинтеза слоем скачка плотности (термоклин) — своеобразной природной заслонкой. В том, что именно термический фактор является главным, убеждает изучение структуры вод Южного океана. Здесь выявляются области выхолаживания вод и прослеживается антарктическая дивергенция: опускание холодных вод и подъем на их место глубинных, богатых биогенами (Атлас Антарктики, т. 11, 1969). Там, где этот фактор действует постоянно (в областях антарктической дивергенции и в ряде мест в северном поясе кремнеаккумуляции), существуют очень высокие первичные продукции, быстро накапливаются диатомовые илы, если только эти благоприятные условия не блокируются недостатком освещенности и льдами. В местах сезонного выхолаживания вод (более теплые части умеренных зон) ежегодная подача биогенов к поверхности сокращается, что приводит обычно к меньшим абсолютным массам кремнезема на дне. В справедливости этого убеждает сезонный ход развития фитопланктона, не зависящий здесь от течений, а также то, что высокие первичные продукции встречаются в этой зоне и в местах без течений, например в фиордах и заливах. Механизм возникновения высокой первичной продукции здесь не определяется течениями, главную роль играют термические факторы.

3. В тропических областях, где круглый год существует высокая освещенность, сезонных изменений не происходит. Значения первичной продукции здесь минимальные для океана. Это обусловлено двумя причинами, тесно взаимосвязанными: возникновением слоя галоклина — природной заслонки, которая образуется при очень сильном испарении и отделяет глубинные воды от слоя фотосинтеза — и антициклонической циркуляцией, присущей аридным зонам. Главный фактор преодоления блокирующего влияния сухости воздуха (через высокую соленость и галоклин) — динамический.

На примере первичной продукции можно видеть, что она определяется сочетанием по крайней мере трех главных факторов (и множества более мелких), сменяющихся широтно, а не определяется целиком динамикой поверхностных вод (течениями), как в этом пытается убедить Н. М. Страхов. Почему же «концепция гидробиолога В. Г. Богорова не имеет ничего общего с концепцией литолога А. П. Лисицына?» Это тем более удивительно, что приведенный материал неоднократно обсуждался мною с В. Г. Богоровым.



Фиг. 1. Распределение количества клеток фитопланктона в поверхностных водах (в среднем для слоя 0—100 м) Мирового океана (Волковинский и др., 1972) в сопоставлении со схемой динамики вод: 1 — менее 10^2 в 1 л воды; 2— 10^2 — 10^3 ; 3— 10^3 — 10^4 ; 4 — более 10^4 , 5 — направление поверхностных течений; большие стрелки — главные направления переноса поверхностных вод

Н. М. Страхов (Страхов, 1976, стр. 26—27) приводит фрагменты из работы В. Г. Богорова, чтобы обосновать влияние только динамических факторов. Обратимся к цитированной Н. М. Страховым работе В. Г. Богорова, где на стр. 289 читаем: «Существенное значение для развития фитопланктона имеет устойчивость вод и положение по вертикали слоя скачка плотности. Там, где пикноклин находится неглубоко по отношению к поверхности, наблюдается более обильное развитие планктона по сравнению с районами глубокого залегания скачка плотности. Сезонное перемешивание особенно характерно для умеренных областей...». Новые подтверждения сказанному для аридных областей получены Г. И. Семиной (1974). Таким образом, моя точка зрения полностью соответствует точке зрения В. Г. Богорова.

Рассмотрение схемы первичной продукции или близкой к ней по смыслу схемы распределения количества клеток фитопланктона в поверхностных водах (фиг. 1) наглядно иллюстрирует зональность трех главных факторов, описанных выше. Лимит света снижает количество клеток в Арктике до 10^2 шт/л; в умеренных зонах, где поступление биогенов регулируется термикой, содержание клеток максимально (более 10^4 шт/л) и не связано с течениями. В Антарктике область наиболее активных течений располагается севернее, чем зона максимального развития фитопланктона, что связано с расцветом планктона близ дивергенции. В тропической зоне количество клеток тесно связано с динамичной вод. Три широтных пояса высоких содержаний фитопланктона пространственно совпадают, как видно, с гумидными зонами. Минимальные значения выявляются в аридных и ледовых зонах.

На основе этой схемы, однако, нельзя установить те или иные зоны в осадках — ведь низкие продуктивности типичны и для ледовой и для аридной зон, а высокие — для умеренных и экваториальной. Для этого необходимо установить связь количественного распространения и «набора» организмов в разных широтных зонах, что обстоятельно рассмотрено в учении о биологической структуре океана.

4. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЗОНАЛЬНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЗМОВ ПЛАНКТОНА И БЕНТОСА В ОКЕАНАХ И УЧЕНИЕ О БИОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ОКЕАНА

Уже давно гидробиологами отмечена теснейшая связь организм — среда, которая за последнее время изучается и на количественной основе, с построением математических моделей. Распределение отдельных видов и комплексов планктона в водах, его остатков во взвеси и донных осадках четко связано с зональностью.

Важные идеи о зональности природной среды в океанах высказаны В. Г. Богоровым: «Формирование природы географических зон океана происходит в результате взаимовлияний физических, химических, биологических и геологических процессов» (Богоров, 1967, стр. 230). Среди важнейших зональных факторов, влияющих на состав и количественное распределение планктона, учение о биологической структуре океанов выделяет: зональное распределение освещенности, температуры вод, содержания биогенных компонентов (пищи планктона). В. Г. Богоров был одним из первых исследователей, обратившим внимание на тесную связь не одного, а комплекса факторов с биосом и донными осадками. «Состав и распределение планктона влияют на зональность в распределении илов на дне океана» (там же, стр. 233).

Материалы по изучению планктона и плейстона, вопреки утверждениям Н. М. Страхова, показывают, что «...ветры, влажность воздуха и другие факторы воздушной среды оказывают не только косвенное, но и непосредственное воздействие на распространение морских организмов» (Савилов, 1969, стр. 347). Соленость в ряде случаев оказывается факто-

ром, лимитирующим распространение планктонных организмов. Приспособление организмов к высокой сухости воздуха аридных зон для планктона есть одновременно приспособление к высокой солености, исключительно сильной солнечной радиации, недостатку питательных веществ.

Может быть, зональность природной среды сказывается только в верхней пленке океана и не сказывается на его дне? Изучение взвеси, донных организмов и их остатков заставляет ответить на этот вопрос отрицательно: «...ландшафтные различия захватывают всю толщу гидросферы и по меньшей мере верхние слои донных осадков» (Биология Тихого океана. Планктон, 1967, стр. 169). Особенно четкие связи установлены для бентоса: «Широтная зональность, явно противоречащая, как справедливо указывает Я. А. Бирштейн, меридиональному расположению основных материковых массивов и меридиональному же направлению глубинных течений, хорошо видна на приводимой схеме зоогеографического районирования абиссали Тихого океана... Таким образом, смена условий питания вызывает смену состава фауны как по вертикали, так и по горизонтали и, видимо, является в этом отношении одним из ведущих факторов. Эти условия складываются в результате сложной взаимосвязи явлений общеокеанического масштаба и в конечном счете определяются теми процессами, которые происходят на поверхности океана и подтвержены широтной зональностью, в первую очередь продуктивностью поверхностной зоны» (Виноградова, 1969, стр. 176—177).

Разработанное Л. А. Зенкевичем и В. Г. Богоровым еще в 40—50 годах учение о биологической структуре океана отчетливо показывает, что распределение жизни связано не с поверхностными течениями, как утверждает Н. М. Страхов, а определяется сочетанием пяти главных факторов: света, температуры, пищи, субстрата и взаимоотношением между организмами. «Широтная симметрия биологической структуры океана проявляется в таких явлениях, как широтная зональность, bipolarность, и может быть прослежена в изменении с широтой таких биологических характеристик, как видовое обилие, систематический состав, количественное развитие жизни, развитие личиночных стадий, явление заботы о потомстве, биологические циклы, темп роста и продолжительность жизни, отложения жира, характер скелета, структура пищевых цепей и многих других» (Виноградов и др., 1973, стр. 5, подчеркнуто мною.— А. Л.).

По биологическим показателям устанавливаются четкие взаимосвязи между расположенными в одной природной зоне континентами — эстуариями рек — морями и океанами (Богданов, 1961; Вальтер, 1968; Калесник, 1970; Одум, 1975). Особенно ясно видно влияние зональности на распределение фитопланктона, главного источника биогенного осадочного материала в пелагических частях океанов.

«Таким образом, мы можем сделать общий вывод, что общая крупномасштабная картина распределения количества фитопланктона в океане определяется зональными климатическими факторами, процессами, проходящими на границе основного пикноклина, и особенностями циркуляции среднеглубинных и глубинных вод» (Биология Тихого океана. Планктон, 1967, стр. 84—85). Эти данные заставляют по-иному отнестись к представлениям Н. М. Страхова о роли биогенного фактора в океанской седиментации.

5. КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОГЕННОГО МАТЕРИАЛА ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ОКЕАНОВ

Для литолога наибольшее значение при установлении зональности биогенной седиментации в океанах имеют безусловно прямые факты, выявляемые при изучении осадков. Каким образом меняются количество и состав биогенного материала, насколько четки и закономерны эти изменения и может ли биогенная часть осадка помочь в реконструкции зо-

нальности геологического прошлого? Иначе говоря, сохраняется ли тесная связь организм — среда, выявленная для планктона в донных отложениях, или карбонатные и кремнистые отложения (а также остатки организмов) в океанах сходны и безлики?

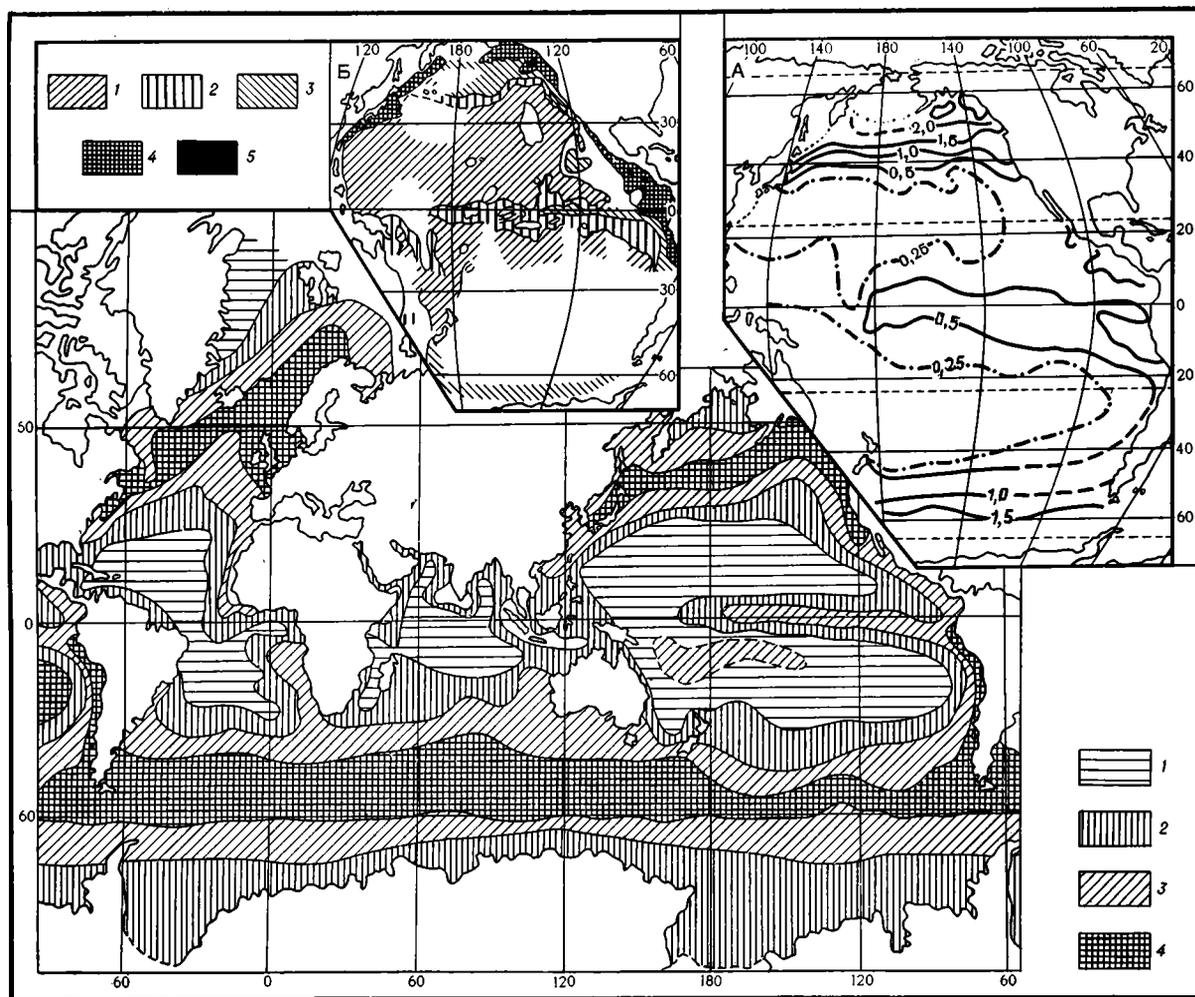
Главные биогенные компоненты океанских осадков — CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$, из которых первые два имеют значение породообразующих.

Закономерности распределения аморфного кремнезема в донных осадках контролируются, так же как во взвеси, в основном климатической зональностью. Были прослежены три пояса современного кремненакопления, из которых два располагаются в умеренных гумидных и один — в экваториальной гумидной зоне (Лисицын, 1966; Lisitzin, 1971_{1,2}), т. е. пояса кремненакопления тесно связаны с поясами высокой первичной продукции и наибольшего содержания клеток фитопланктона в водах (см. фиг. 1). Пояса кремненакопления имеют широтное простирание, повышения содержания кремнезема около континентов не отмечается, вопреки концепции Н. М. Страхова, т. е. влияние циркумконтинентальной зональности прослеживается крайне слабо.

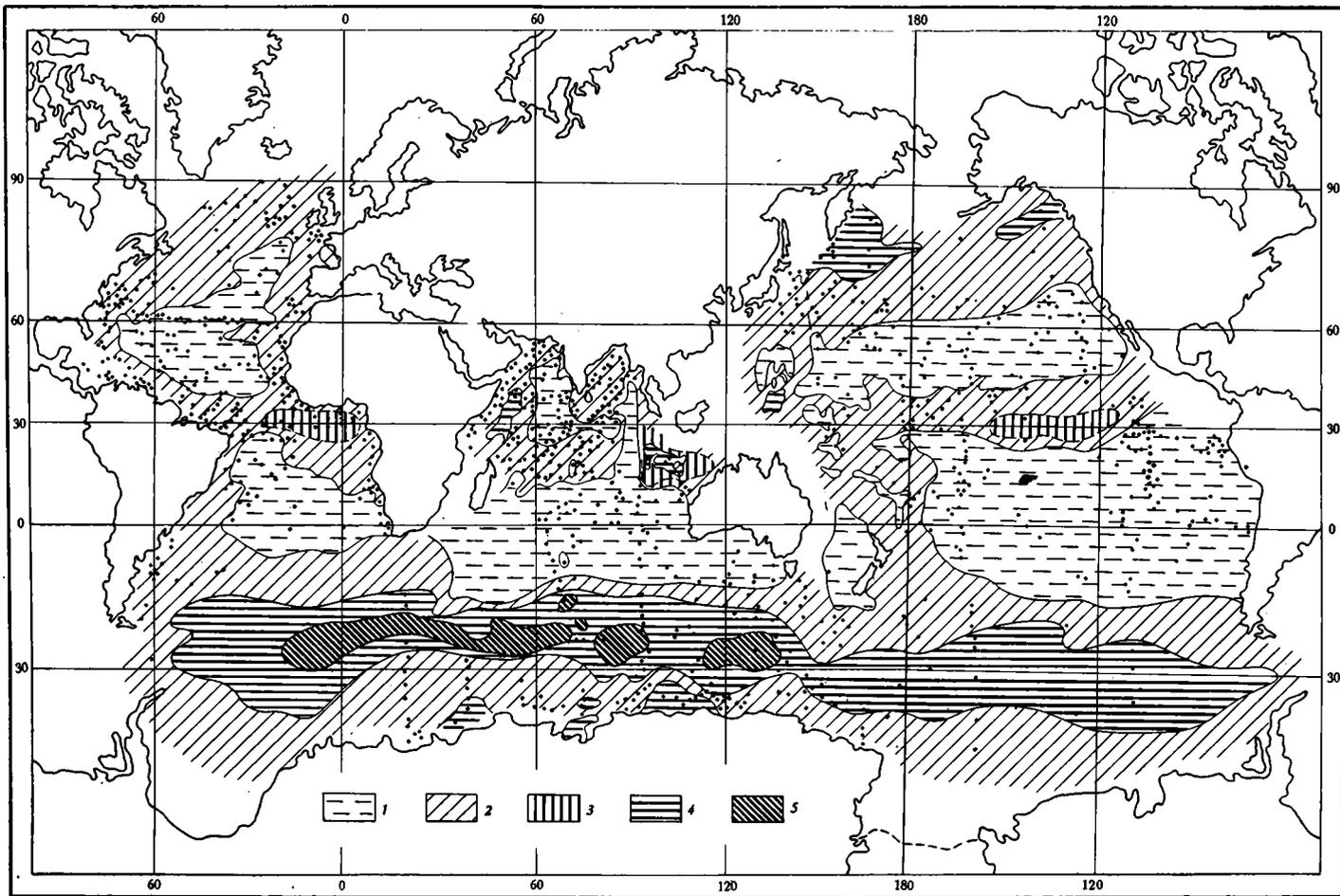
По Н. М. Страхову, «Максимальные абсолютные массы биогенной группы: $\text{C}_{\text{орг}}$, SiO_2 , CaCO_3 в г/см² локализованы также в гидродинамически активных зонах, преимущественно в циркумконтинентальной, меньше в широтных поясах...» (Страхов, 1976, стр. 9). Может быть, все рассмотренные выше связи между диатомовыми в планктоне и в донных осадках неверны, и картина оказывается иной при рассмотрении абсолютных масс? Обратимся к фактам и рассмотрим новую карту абсолютных масс продуцирования аморфного кремнезема на поверхности океана за год (фиг. 2) и карту абсолютных масс аморфного кремнезема в донных осадках Мирового океана (фиг. 3). Обе карты составлены с использованием огромного фактического материала, полученного многими исследователями и обобщенного автором. Из первой карты очевидно, во-первых, что максимальное продуцирование кремнезема в поверхностных водах океана имеет место там, где максимальны первичные продукции (сравни фиг. 1 и фиг. 2), во-вторых, что **зоны протягиваются широтно и совпадают с поясами кремненакопления в осадках**. Еще более убедительные факты дает карта абсолютных масс кремнезема в донных осадках. Из нее отчетливо видно, что существуют три пояса кремненакопления, причем наибольшие абсолютные массы отмечаются в южном поясе. Это связано с антарктической дивергенцией, где поставка биогенов к поверхности идет круглый год за счет выхолаживания и уплотнения поверхностных вод. Более детальные карты, составленные мною для Антарктики и отдельных ее районов (в абсолютных массах), показывают, что в этом поясе на поверхности могут быть любые системы течений, циклонические и антициклонические, и во всех случаях происходит обогащение осадков кремнеземом, характерное для всей зоны. Карты абсолютных масс кремнезема, построенные для северного пояса кремненакопления, показывают аналогичную картину: отсутствие зависимости от системы течений. Более того, наибольшие абсолютные массы оказались в местах, где нет течений, например в бухте Провидения.

Самое же важное, и это видно из карт, — локализация кремнезема в гидродинамически активных зонах в «циркумконтинентальных поясах» отсутствует, что ставит под сомнение и общую концепцию Н. М. Страхова: «В общем же накопления аутигенного кремнезема в тонкозернистых океанических осадках локализируются как в периферических их зонах, так и в центральных, но преимущественно все же в периферических» (Страхов, 1963, стр. 155). Итак, **реальная картина распределения SiO_2 аморфн в океане находится в коренном противоречии с толкованием Н. М. Страхова.**

Может быть, в аридных зонах, по периферии халистаз, имеет место обогащение, которое не прослеживается в масштабе карты и, следова-



Фиг. 2. Первичная продукция биогенного кремнезема в поверхностных водах Мирового океана в сопоставлении с первичной продукцией органического вещества и содержанием фосфатов в водах. Абсолютные массы аморфного кремнезема во взвеси, $г/см^2/год$: 1—менее 100; 2—100—250; 3—250—500; 4—более 500. Карта построена по характерным отношениям $SiO_{2\text{аморфн}}/C_{\text{орг}}$ во взвеси (Лисицын, 1964). На врезках: А — содержание фосфатов ($мкг-ат/л$), зима, северное полушарие (Тихий океан, 1967); Б — первичная продукция органического вещества фитопланктона ($мг C/м^3/день$): 1—менее 2; 2—2—5; 3—5—10; 4—10—100; 5—более 100 (Кобленц-Мишке, 1967)



Фиг. 3. Абсолютные массы аморфного кремнезема в донных осадках Мирового океана ($г/см^2/1000$ лет): 1 — менее 0,01; 2—0,01—0,1; 3—0,05—0,1 (выделено только в экваториальном поясе); 4—0,1—0,5; 5 — более 0,5. Точками показаны станции

тельно, не может быть ведущим, но имеет специальный интерес, поскольку связано с меридиональными «циркумконтинентальными» течениями?

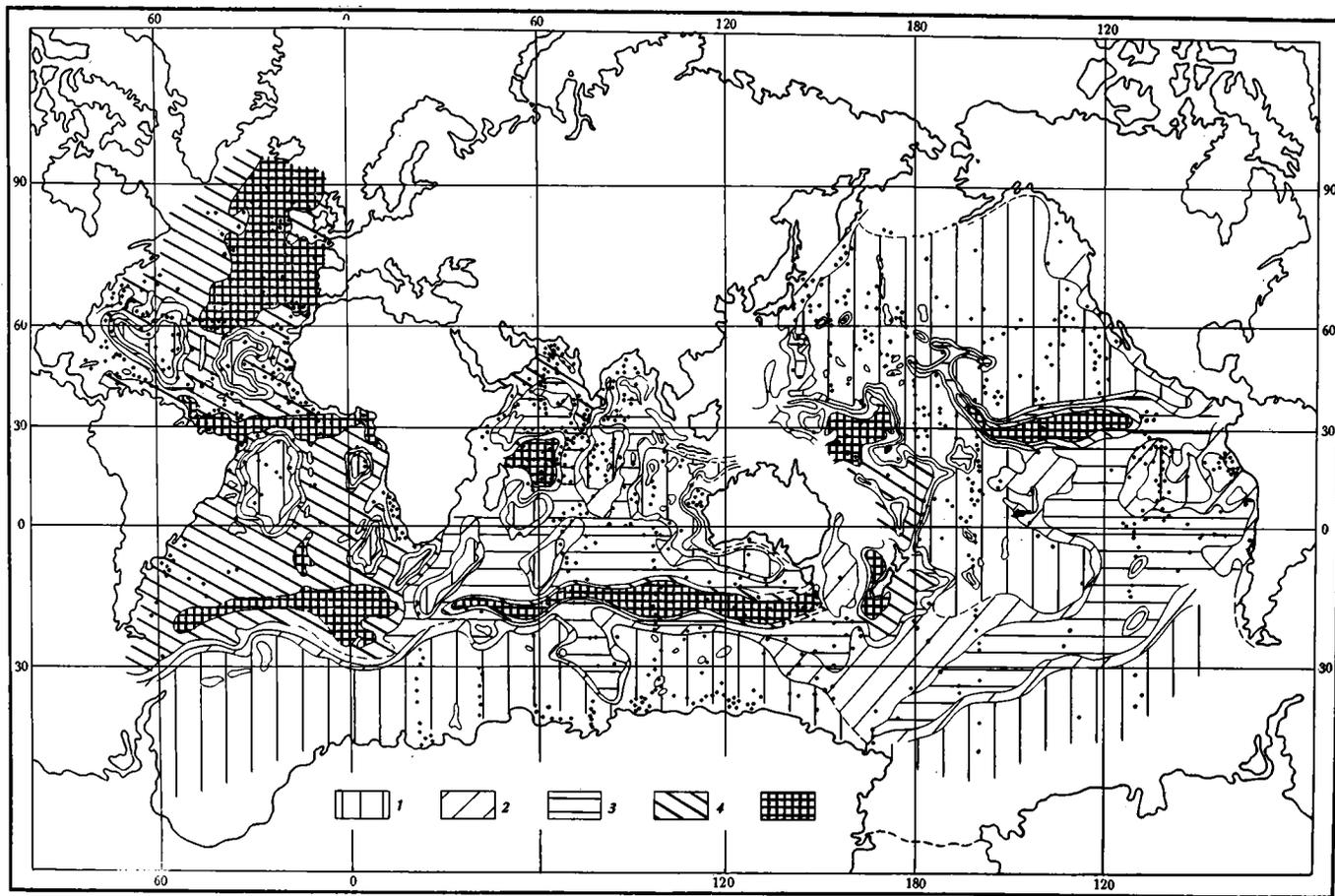
Наиболее крупными из таких «циркумконтинентальных» течений являются Калифорнийское, Перуанское (Гумбольдта) и Бенгельское. Они пересекают разные климатические зоны и именно здесь можно ожидать общего повышения продукции, особенно резкого в апвеллингах. В настоящее время твердо установлено, что апвеллинги значительного масштаба возникают совсем не по всей зоне этих течений и, более того, вообще не связаны с ними (Марти, 1970; Бурков и др., 1971). Апвеллинги возникают только в аридных зонах океанов, что же касается гумидных зон, то хотя течения там сильнее, апвеллинги во всех случаях исчезают, т. е. это явление ничего общего с течениями не имеет!

Рассмотрим крупнейший из апвеллингов — Перуанский (Марти, 1970). Структуры водных масс в этой части океана имеют зональное строение, они протягиваются не в соответствии с проходящим течением и не определяются им. Из схем распределения биогенных компонентов видно, что наибольшие их концентрации располагаются вовсе не в зоне «циркумконтинентального» течения, а на шельфе, в непосредственной близости к берегу. Также располагаются и максимальные количества клеток диатомовых водорослей, они отнюдь не тяготеют к течению, что следовало бы ожидать по концепции Н. М. Страхова! Более того, течение проходит на удалении от шельфа, весь же апвеллинг возникает на шельфе, куда течение не проникает! Как и все апвеллинги, крупнейший Перуанский апвеллинг возникает в связи с зональными пассатными сгонными ветрами, отгоняющими от берега поверхностные воды и обеспечивающими поступление глубинных вод, богатых биогенами. Установлено, что сила апвеллинга коррелятивно связана с сезонными изменениями ветра — чем сильнее сгонный ветер, тем сильнее апвеллинг (Kelley et al., 1975). Поскольку для обеспечения долговременного сгона необходимы ветры исключительного постоянства по направлению и скорости, то апвеллинги и возникают исключительно в тех зонах, где могут возникать такие ветры (пассаты), т. е. это одно из порождений аридных зон с круглогодичными постоянными ветрами, своеобразные «оазисы» в океанских пустынях аридных зон.

Еще более четко эти явления выражены в Калифорнийском апвеллинге: он возникает вне связи с Калифорнийским течением, во внутренней части залива, огражденной от океана, определяется сезонным ветровым режимом. В соответствии с местными ветрами апвеллинг возникает у западных берегов залива летом и у восточных — зимой (Calvert, 1966, 1971).

Как только постоянные сгонные ветры исчезают, например в умеренных зонах, где ветры изменчивы, так исчезают и апвеллинги. Это явление, таким образом, зонального порядка, оно никак не определяется циркумконтинентальными течениями.

Повышение скорости седиментации, содержания $C_{орг}$ и многих других компонентов в краевых частях водоемов, в том числе и в Черном море, объясняется не течениями — это обычное проявление циркумконтинентальной зональности, связанное с поступлением главной массы осадочного материала и органики с периферии океанов — с суши и с шельфа. В том, что поверхностные течения не играют здесь определяющей роли, убеждает анализ мощностей и состава осадков. Если бы главенствовали течения, то материал из гумидных зон (в частности, биогенный) должен был бы по периферии океанов проникать в соседние аридные, восполняя дефицит осадочного материала в них. Этого не отмечается в действительности. Итак, распределение абсолютных масс SiO_2 аморфн отнюдь не убеждает в ошибочности климатической концепции А. П. Лисицына, наоборот, факты подтверждают ее.



Фиг. 4. Абсолютные массы CaCO_3 в донных осадках Мирового океана ($\text{г/см}^2/1000 \text{ лет}$): 1 — менее 0,01; 2—0,01—0,1; 3—0,1—0,5; 4—0,5—1,0; 5 — более 1,0. Точками показаны станции

Не менее яркая, хотя более сложная, картина зонального распределения выявляется и из рассмотрения карты абсолютных масс CaCO_3 (фиг. 4). Впервые составленная для Мирового океана карта также показывает существование трех поясов карбонатакопления в пелагических частях океанов. Эти пояса только местами протягиваются в виде цельных участков, чаще же разбиты областями значительных глубин. Здесь на глубинах свыше критических идет растворение карбонатного материала. Закономерности вертикальной зональности распределения CaCO_3 , связанные с критическими глубинами, описаны ранее (Лисицын, 1969; Lisitzin, 1971_{1,2}).

Между величиной первичной продукции планктона и абсолютными массами CaCO_3 , как и для SiO_2 аморфн, существует прямая связь, четкая для глубин меньше критических. Выявляется южный пояс карбонатакопления, протягивающийся широтно в соответствии с первичными продукциями, но расположенный ближе к экватору, чем пояс кремнеаккумуляции; южный пояс карбонатакопления в области больших глубин Тихого океана почти исчезает. Экваториальный пояс в Тихом океане разрывается большими глубинами по середине, а затем в виде фрагментов прослеживается в Индийском и Атлантическом океанах. Северный пояс карбонатакопления прослежен только в Атлантическом океане, где под влиянием Гольфстрима приобретает наклонное положение, в Тихом океане большие глубины препятствуют отложению CaCO_3 . Необходимо подчеркнуть генеральное сходство распределения абсолютных масс CaCO_3 и аморфного кремнезема. Образования высоких продукций в областях «циркумконтинентальных» течений и на этой карте не отмечается, т. е. распределение абсолютных масс CaCO_3 не только не подтверждает ошибочности климатической концепции, как считает Н. М. Страхов, а, наоборот, убеждает в ее правильности.

Характерные особенности отмечаются и для распределения $C_{\text{орг}}$: «В количественном распределении взвешенного органического вещества на поверхности Мирового океана, в зоне его продуцирования, наблюдается два типа зональности: широтная и циркумконтинентальная..., в общих чертах в толще воды от поверхности до дна сохраняется зональность распределения органической взвеси, характерная для поверхностного слоя, хотя с глубиной она проявляется все менее четко. Сочетание трех видов зональности распределения взвешенного органического вещества (циркумконтинентальной, широтной и вертикальной) и определяет поставку органического вещества в донные осадки... Закономерности распределения и состав органики осадков наследуются от закономерностей распределения и состава взвешенного органического вещества» (Богданов и др., 1971, стр. 97—98). Таким образом, характеристики общей схемы океанского седиментогенеза, приведенные Н. М. Страховым на стр. 9, в части биогенной седиментации, противоречат фактам по распределению абсолютных масс.

6. СОСТАВ БИОГЕННОГО МАТЕРИАЛА И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

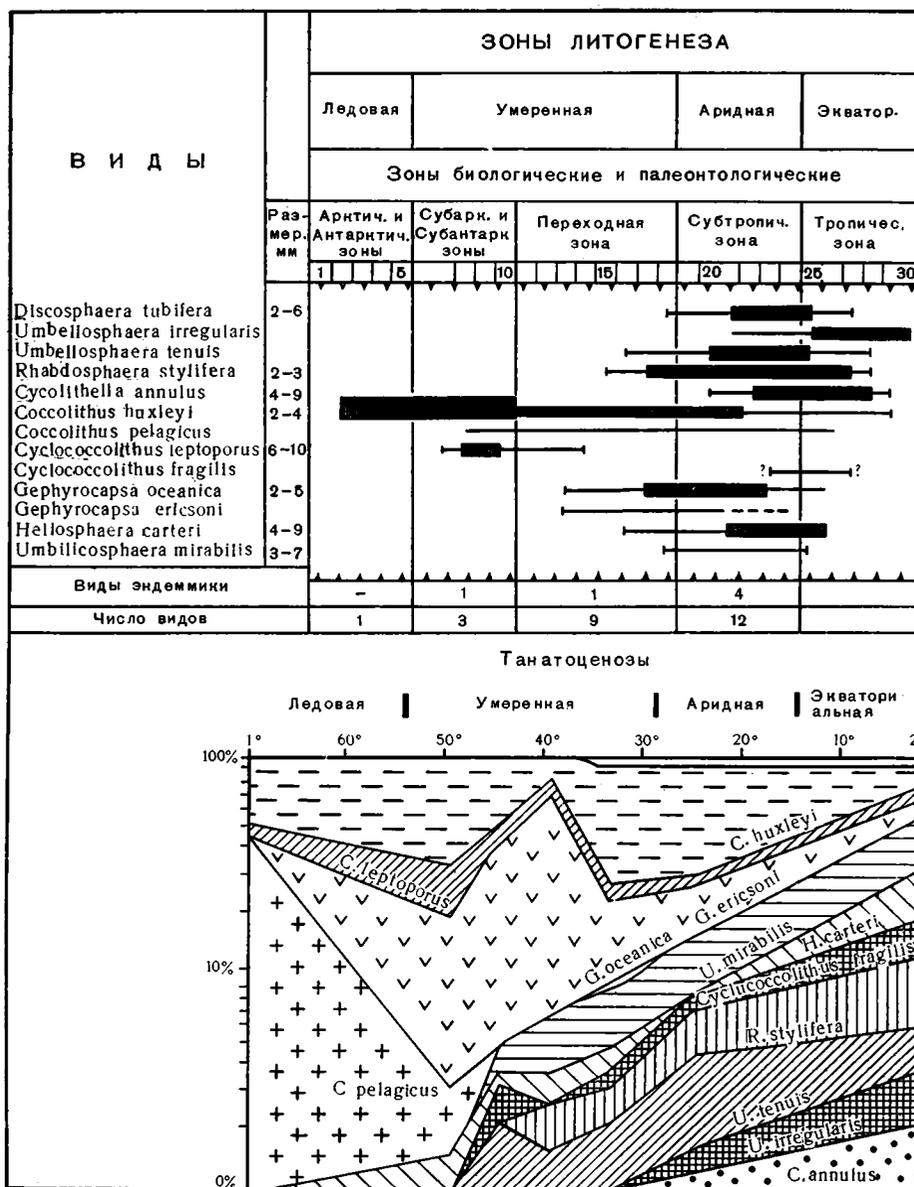
Биогенный материал донных осадков — это аутигенные минералы океана, порожденные биосом, изучая которые можно получить огромную информацию об условиях среды осадконакопления. В этом направлении большая работа проделана биологами и палеонтологами. Однако к исследованиям такого рода многие литологи равнодушны. По их представлениям, границы климатических зон на картах распределения CaCO_3 «секут по живому» изолинии карбонатного материала (Штеренберг, 1974; Логвиненко, 1975). Они считают, что биогенный материал повсеместно одинаков. Читателю, незнакомому с реальным положением дел, остается принять справедливость этой критики. Часто литологи ограничиваются констатацией того, что в пелагических осадках распространен

В И Д Ы	ЗОНЫ ЛИТОГЕНЕЗА					Размер, мм Berger, 1971	Скорость осаднения, Berger, 1971	Стойкость к растворению, Berger, 1971
	Ледовая	Умеренная гумидная	Аридная	Эквато- риальная гумидная				
	Зоны биологические и палеонтологические							
Аркти- ч. и Антар- т.ч.	Субарк- т.ч. и Субан- тарк.	Пере- ходная	Субтро- пич.	Тропи- ческая и Эквато- риальная				
<i>Globigerina pachyderma</i>	0°	5°	10°	18°	24°	0,47	IV	4
<i>Globigerina quinqueloba</i>						0,27	I	1
<i>Globigerina bulloides</i>					<i>G. falconensis</i>	0,8	II	1
<i>Globigerinina bradyi</i>						0,2	-	-
<i>Globorotalia scitula</i>						-	-	-
<i>Globorotalia inflata</i>						0,6-1	IV	4
<i>Globigerinita glutinata</i>						0,48	I	3
<i>Globorotalia truncatulinoides</i>						0,6-1	III	4
<i>Globoquadrina dutertrei</i>						0,68	III	4
<i>Globorotalia crassaformis</i>						0,6-1	IV	4
<i>Orbulina universa</i>						>1	I	2
<i>Globigerinella aequilateralis</i>						0,6-1	-	-
<i>Hastigerina pelagica</i>						>1	I	1
<i>Globorotalia hirsuta</i>						0,6-1	III	-
<i>Globigerinoides ruber</i>						0,6	II	1
<i>Globigerinoides conglobatus</i>						0,6-1	III	2
<i>Globigerina rubeacens</i>						0,25	II	1
<i>Hastigerinella digitata</i>						до 5	I	?
<i>Globorotalia menardii</i>						>1	III	4
<i>Globorotalia tumida</i>						>1	III	4
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>						0,6-1	IV	4
<i>Globigerinoides sacculifer</i>						1,3	II	2
" <i>Sphaeroidinella debiscens</i> "						1,3	IV	4
<i>Candeina nitida</i>						0,6-1	I	?
<i>Globoquadrina conglomerata</i>						0,86	IV	3
<i>Globoquadrina hexagona</i>						-	II	?
<i>Globigerinella adamsi</i>						-	-	-
Количество эндемических видов в зоне	1	4	1	12	10			
Общее количество видов в зоне	5	8	18	19	20			

Фиг. 5. Климатическая (широтная) зональность распределения видов и танатоценозов планктонных фораминифер в донных осадках и основные характеристики фораминиферового материала. Зоны литогенеза — по автору, биологические и палеонтологические зоны — по Be and Tolderlund (1971) с добавлениями автора. Ширина заштрихованной зоны соответствует количественному распространению данного вида в зоне. Двойной штриховкой выделены виды-индикаторы. Скорости осаднения: I — очень малая; II — малая; III — высокая; IV — очень высокая. Стойкость к растворению: 1 — очень нестойкие; 2 — нестойкие; 3 — стойкие; 4 — очень стойкие

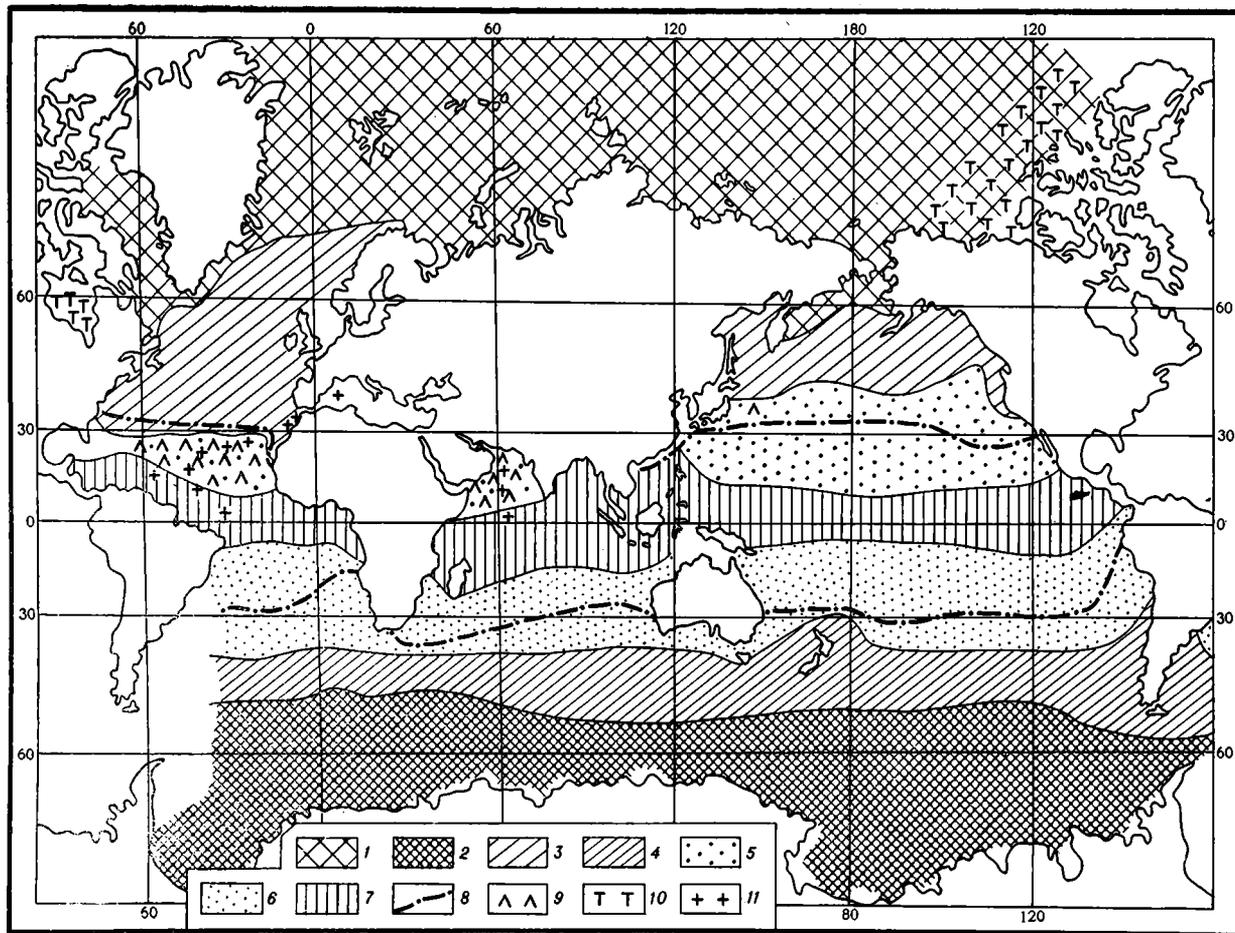
кальцит, и на этом литологические исследования карбонатов заканчивают. Между тем даже краткое рассмотрение нескольких примеров показывает, какими колоссальными возможностями для выявления связей среда — осадок обладает биогенный материал, который, следовательно, имеет важнейшее значение для реконструкции среды.

На фиг. 5, 6 приведено распространение фораминифер и кокколитофорид — главных осадкообразующих карбонатных организмов. Данные фиг. 5 показывают связь климатической зональности с распределением



Фиг. 6. Климатическая (широтная) зональность распределения видов и биоценозов планктона, танатоценозов кокколитофорид и основные характеристики кокколитового материала (McIntire and Be, 1967 с дополнениями автора)

отдельных видов и комплексов планктонных фораминифер в осадках, а также позволяют видеть, как в разных зонах меняется стойкость к растворению и крупность фораминифер, скоростью осаждения которых определяется возможность отложения их на разных в динамическом отношении участках дна. На фиг. 6 приведены сходные параметры для кокколитофорид, а на фиг. 7 выделены зональные типы карбонатных осадков. Читатель может видеть, секут ли их границы зон «по живому» и можно ли говорить о том, что «карбонатные осадки тропиков и субтропиков совершенно одинаковы в полосе гумидной и в зоне аридной?» (Страхов, 1976, стр. 13).



Фиг. 7. Вещественно-генетические типы карбонатных осадков Мирового океана. Пелагические карбонатные осадки (выше критических глубин)

I. Биогенные Кокколитофораминиферовые (комплексы см. на фиг. 5 и 6). Ледовые, типичны *Globigerina pachyderma* левого наведения, *Coccolithus huxleyi*: 1 — северного полушария; 2 — южного полушария. Умеренные (включая субполярные области), типичны *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinita bradyi*, *Globorotalia inflata*, *Globigerina pachyderma* правого наведения, *Globorotalia truncatulinoides*; *Coccolithus pelagicus*: 3 — северного полушария; 4 — южного полушария. Аридные (субтропические и сухие тропические), типичны *Globorotalia hirsuta*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*; *Umbellosphaera tenuis*, *Discosphaera tubifera*; *Gephyrocapsa oceanica*, *Heliosphaera carteri*; 5 — северного полушария; 6 — южного полушария; 7 — экваториальный, типичны *Globigerinoides sacculifer*, *Sphaeroidinella dehiscentis*, *Candeian nitida*, *Globoquadrina conglomerata*, *Globoquadrina hexagona*, *Globigerinella adamsi*, *Umbellosphaera irregularis*; кораллово-водорослевые. 8 — границы распространения коралловых рифов

II. Терригенные, обогащенные: 9 — эоловым карбонатным материалом; 10 — ледовым карбонатным материалом (море Бофорта, Гудзонов зал.); 11 — эоловым кальцитом и доломитом. Места обнаружения доломита в пелагических осадках показаны крестиками

Интереснейшие дополнительные материалы по этим вопросам читатель может получить в работах М. С. Бараша и Н. С. Блюм, Н. В. Беляевой, М. Г. Ушаковой. Сходные графики зонального распределения моллюсков были построены по просьбе автора З. А. Филатовой. Имеются материалы по зональному распространению мшанок, кораллов и других бентических карбонатных организмов.

Недостаток места не позволяет привести таблицы зонального распределения диатомовых, силикофлагеллят, радиолярий, а также карты их зональных комплексов. Рассмотрение этих материалов, которые будут опубликованы, показывает практически полное отсутствие в аридных зонах кремнистых остатков. В гумидных — их распространение в узких широтных поясах с образованием типичных комплексов, как и для карбонатных организмов, показывает четкие связи с зональностью. Обширный материал по этим вопросам сведен в работах А. П. Жузе, О. Г. Козловой, В. В. Мухиной, М. Г. Петрушевской, Т. В. Беляевой. Этот список должен быть пополнен также очень ценными сборниками: *The Micro-paleontology of oceans* (1971), *Основные проблемы...* (1969), *Микропалеонтология морей и океанов* (1974). Читатель может видеть, что для решения вопроса о связи биогенной седиментации с климатической зональностью имеется солидный багаж фактов, причем, как и для карбонатов, касаются они не одной какой-либо группы, а диатомовых, радиолярий и силикофлагеллят, т. е. всех осадкообразующих кремневых организмов. Уже давно безликие, с точки зрения некоторых литологов, карбонатные и кремнистые отложения, отличающиеся только по содержанию CaCO_3 и SiO_2 аморфн., подразделяют по фауне на зональные комплексы. Среди них выявлены виды-индикаторы, типичные только для определенных граничных условий, для определенной зоны и даже ее части.

Но, быть может, все эти различия, хотя сами по себе и представляют первостепенное значение, не сказываются на составе осадка?

Нет, сказываются, и в этом убеждает рассмотрение фиг. 5 и 6. В разных зонах биогенный материал отличается по крупности панцирей, по скорости их осаднения в воде, чем определяется возможность его накопления только в определенных динамических условиях; по стойкости к растворению, что определяет не только проникновение панцирей на глубины, но и возможность их пелитизации — распада на мельчайшие кирпичики-кристаллиты, слагающие раковинки (Лисицын и др., 1966). Различными в ряде случаев оказываются и показатели химического состава, в частности содержания малых элементов, минеральный состав. Все это дает для геологов огромные возможности реконструкции среды.

Для карбонатных и кремнистых организмов имеют место огромные различия в содержании изотопов кислорода в молекуле карбоната и кремнезема, позволяющие определить температуру среды обитания с точностью до $0,5^\circ\text{C}$, т. е. реализовать этот показатель для восстановления условий современной и древней среды (колебания температуры в океанах от $-1,5$ до $+35^\circ\text{C}$). Эти тонкие геохимические показатели наряду с палеонтологическими дают возможность выявлять зоны седиментогенеза на дне с большой детальностью и надежностью, что уже используется при исследовании кернов глубоководного бурения (*Initial Reports*, 1969—1976).

Рассматривая биогенный процесс в океанах, нельзя не отметить, что его разнообразие и информативность в ряде случаев дополняются разнообразием процессов подготовки и транспортировки материала.

В аридных зонах океанов почти повсеместно отмечается поступление с эоловым материалом с суши также и биогенных остатков. В частности, в аридной зоне Атлантики, близ Сахары, постоянно наблюдается поступление с аэрозолем пресноводных диатомовых, которые захватываются

из пересыхающих ручьев и озер. Они прослеживаются в эоловом материале и донных осадках вплоть до о. Барбадоса, т. е. пересекают океан.

Любопытные особенности выявлены и в ледовых зонах: из-за блокировки света ледовым покровом диатомовые развиваются здесь в озерцах на поверхности льда. Эти дрейфующие островки-льдины с пресноводной фауной оказываются заброшенными далеко в океан (Усачев, 1949). При таянии пресноводные водоросли попадают в океанские осадки. Вторая особенность ледовых зон — широкое развитие в них древнего переотложенного материала (диатомовых, спор и пыльцы и др.). Связано это с механической дезинтеграцией пород и переносом дробленного материала айсбрегами в океан на большие расстояния. Эти остатки — один из индикаторов такого переноса.

Заканчивая рассмотрение биогенной седиментации в пелагических областях океанов, отметим еще, что утверждение Н. М. Страхова о повышенной магнезиальности этих остатков в тропической зоне не находит подтверждений. Несколько тысяч анализов, выполненных в лабораториях Института океанологии, показывают, что на глубины более 2 — 3 тыс. м магнезиальные карбонаты не проникают. На больших глубинах на всех широтах количество Mg в осадках полностью определяется не биосом, а терригенным и вулканогенным материалом.

Таким образом, для разделения карбонатных и кремнистых осадков внутри соответствующих поясов только геохимических и минералогических признаков оказывается недостаточно, должны быть широко использованы критерии микропалеонтологические. Последние могут быть с успехом использованы и для уточнения зон литогенеза, а также и для прямого сопоставления зон континентов и океанов (например, споры и пыльца). При таком подходе, т. е. с учетом аутигенных минералов биогенной природы, карбонатные и кремнистые отложения могут быть уверенно разделены на зоны. В реальных осадках информация о зональности, полученная при анализе биогенного материала, обычно дополняется еще и информацией, содержащейся в терригенном материале.

Н. М. Страхов пытается вообще отрицать возможность использования биогенных остатков для выявления зональности, поскольку карты распределения отдельных видов не совпадают. Но ведь это явление, обычное и на суше и в океане, детально рассмотрено Ю. Одумом (1975). Нет в природе видов организмов, распространение которых маркировало бы все зоны. Если рассматривать не произвольно взятые виды, а распределение видов-индикаторов, то картина резко меняется, как и при рассмотрении комплексов. Если дезавуировать возможность применения остатков организмов, зональное их распределение, то нужно дезавуировать и карты зональности растительности, животного мира, почв и других показателей среды на суше. Ошибочность этого положения очевидна.

Итак, суть климатической зональности биогенной седиментации состоит в том, что в разных климатических зонах вдали от континентов организмы мобилизуют из растворенных в воде солей разные компоненты и в резко отличных количествах: в ледовых зонах этот процесс практически запрещен, в холодных частях умеренных зон мобилизуется в основном кремнезем, в аридных — только карбонаты, в экваториальной гумидной — карбонаты и кремнезем. Вместе с породообразующими компонентами идет мобилизация и ряда малых элементов. В этих зонах разными оказываются и «наборы» породообразующих организмов, что определяет разницу в свойствах накапливающих осадков. В каждой климатической зоне имеет место особый ход биогенного процесса.

Из всего сказанного о биогенной седиментации в океанах следует, что «от прикосновения критики» концепция о зональности не только не рушится, а, наоборот, укрепляется. И происходит это потому, что исходит она из современной теории, основанной на новых данных. Представ-

ляется очень важным, чтобы эти материалы были правильно восприняты широкими кругами литологов.

Связь терригенной седиментации в океанах с зональностью будет рассмотрена в следующем сообщении.

ЛИТЕРАТУРА

- Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. М., Изд-во МГУ, 1962. Атлас Антарктики, т. I, II, М. ГУГК, 1966, 1969.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности в Мировом океане. I Oceanogr. Congress., Preprints, Washington, 1959.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Тр. Океанограф. комиссии, вып. 3, М., «Наука», 1962.
- Беляев Г. М., Бириштейн Я. А., Богоров В. Г., Виноградова Н. Г., Виноградов М. Е., Зенкевич Л. А. О схеме вертикальной биологической зональности океана.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 3.
- Биология Тихого океана. Планктон.— В кн.: Тихий океан, т. VII, М., «Наука», 1967.
- Богданов Д. В. Карта природных зон океана.— Океанология, т. I, вып. 5, 1961.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвесей и донных осадков океанов.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Богоров В. Г. Биологическая структура океана.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 4.
- Богоров В. Г. Географические зоны в пелагиали в центральной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол., 1960, т. 41.
- Богоров В. Г. Проблемы зональности Мирового океана.— В сб.: Советская география. М., «Наука», 1960.
- Богоров В. Г. Характеристика географических зон центральной части Тихого океана.— Тр. Океанограф. комиссии, 1960, вып. 4.
- Богоров В. Г., Зенкевич Л. А. Биологическая структура океана.— В кн.: Экология водных организмов М., «Наука», 1966.
- Богоров В. Г. Географическая зональность океана.— В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. Планктон. М., «Наука», 1967.
- Богоров В. Г. Биоценозы пелагиали океана.— В кн.: Программа и методика изучения биоценозов водной среды. М., «Наука», 1970.
- Бурков В. А., Панфилова С. Г., Моисеев Л. К., Zubin A. B. Течения и водные массы юго-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол., 1971, т. 89.
- Бурков В. А., Монин А. С. Глобальные черты циркуляции вод Мирового океана.— Океанология, 1973, т. XII, вып. 1.
- Вальтер Г. Растительность земного шара. М., «Прогресс», 1968.
- Виноградов М. Е., Милейковский С. А., Расс Т. С., Филатова З. А., Л. А. Зенкевич и В. Г. Богоров — создатели учения о биологической структуре океана. Океанология, 1973, т. XII, вып. 3.
- Виноградова Н. Г. Географическое распространение глубоководной донной фауны.— В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана, кн. 2, М., «Наука», 1969.
- Волковинский В. В., Зернова В. В., Семина Г. И., Суханова И. Н., Мовчан О. А., Санина Л. В., Тархова И. А. Распределение фитопланктона в Мировом океане.— Промысловая океанология и подводная техника, 1972, сер. 9, вып. 3.
- Зенкевич Л. А. Биологическая структура океана.— Зоол. ж., 1948, вып. 2.
- Зенкевич Л. А. Специальная количественная характеристика глубоководной жизни в океане.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 2.
- Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.
- Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция.— В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. Планктон. М., «Наука», 1967.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследований по программе МГГ.— Океанология, 1964, № 12.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П., Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.

- Лисицын А. П.* Распределение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и в донных осадках. В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в океанах. М., «Наука», 1969.
- Лисицын А. П.* Донные осадки и взвесь Южного океана.— В кн.: Атлас Антарктики, т. II, Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Марти Ю. Ю.* Биологическая продуктивность района Перуанского течения.— В кн.: Основы биологической продуктивности океана и ее использование. М., «Наука», 1970.
- Микропалеонтология морей и океанов. Сб. под ред. А. П. Жузе. М., «Наука», 1974.
- Монин А. С.* Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969.
- Монин А. С.* Вращение Земли и климат. Л., Гидрометеиздат, 1972.
- Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г.* Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеиздат, 1974.
- Одум Ю.* Основы экологии. М., «Мир», 1975.
- Основные проблемы микропалеонтологии и органического осадконакопления в морях и океанах. Сб. под ред. А. П. Жузе. М., «Наука», 1969.
- Савилов А. И.* Плейстон Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. Глубоководная донная фауна. Плейстон. М., «Наука», 1969.
- Семина Г. И.* Распределение планктона в юго-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол., 1971, т. 89.
- Семина Г. И.* Фитопланктон Тихого океана. М., «Наука», 1974.
- Соколова М. Н.* Трофическая зональность глубоководного макробентоса как элемент биологической структуры океана.— Океанология, 1976, № 2.
- Степанов В. Н.* Мировой океан. М., «Знание», 1974.
- Страхов Н. С.* Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М.* К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М.* К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Тихий океан. Т. III. Химия Тихого океана. М., «Наука», 1967.
- Усачев П. И.* Микрофлора полярных льдов.— Тр. Ин-та океанол., 1949, т. 3.
- Штеренберг Л. Е.* О климатической зональности осадконакопления в Тихом океане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Be A. W., Tolderlund D. S.* Distribution and Ecology of Living Planktonic Foraminifera in Surface waters of the Atlantic and Indian Oceans.— In: The Micropalaeontology of Oceans. Ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel. Cambr. Press., London, 1971.
- Berger W. H.* Sedimentation of Planktonic Foraminifera.— Marine Geol., 1971, v. II, p. 325—328.
- Calvert S. E.* Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, v. 77, p. 569—596.
- Calvert S. E.* Deposition and Diagenesis of Silica in Marine Sediments.— In: Pelagic Sediments on Land and Under the Sea. Spec. Publ. № 1, Internat. Assoc. of Sedimentologists. Ed. K. Hsu and H. Jenkins. Oxford, 1971.
- Kelley J. C., Whitelege T. E., Dugdale R. C.* Results of Surface Mapping in the Peru upwelling System.— Limnol. and Oceanogr., 1975, v. 20, № 5.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. v. 1—35, Washington, 1969—1976.
- Lisitzin A. P.* Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments.— In: The Micropalaeontology of oceans. Ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel. Cambr. Univ. Press., London, 1971.
- Lisitzin A. P.* Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. In: Micropalaeontology of oceans. Ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel. Camb. Univ. Press., London, 1971.
- Lisitzin A. P.* Sedimentation in the world ocean. George Banta Press, Tulsa, 1972.
- McIntire A., Be A. W.* Modern coccolithophoridae of the Atlantic ocean. Deep-Sea Res., 1967, v. 14, № 5.
- The Micropalaeontology of oceans. Ed. B. M. Funnell and W. R. Riedel. Cambr. Univ. Press., London, 1971.

Институт океанологии
АН СССР,
Москва

Дата поступления
9.XI.1976

УДК 551.35 : 551.794 (262.9)

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

**Ю. П. ХРУСТАЛЕВ, Д. С. ТУРОВСКИЙ, С. А. РЕЗНИКОВ,
В. Д. СИМОНОВ**

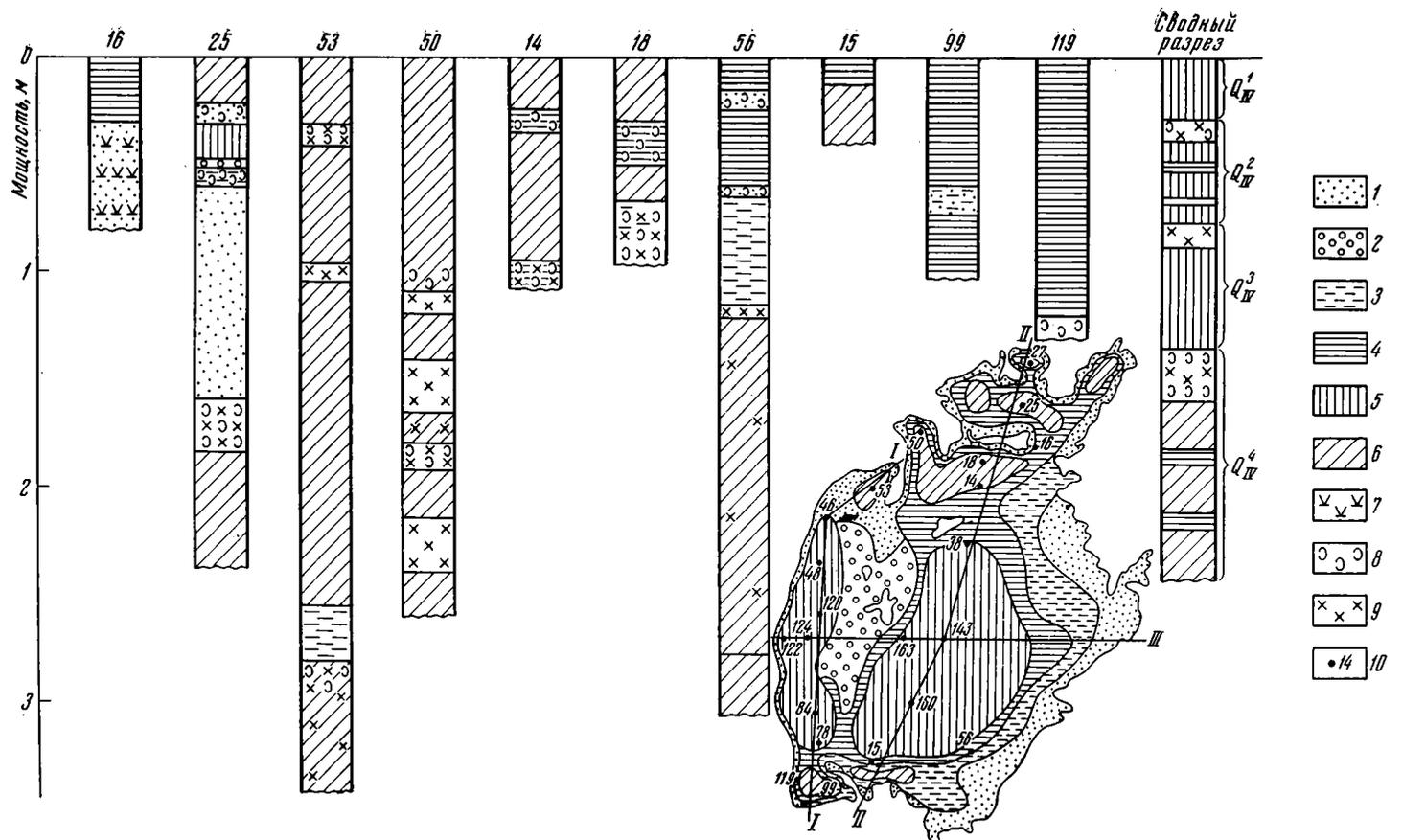
По материалам изучения литологии донных осадков рассмотрена история Аральского моря в голоцене. Установлено, что в истории развития водоема существовали стадии, различные по фаціальным условиям осадконакопления.

Особенности геоморфологии, гидрологии и осадкообразования в Аральском море хорошо известны из работ Л. С. Берга (1908), Н. Г. Бродской (1952), В. И. Лымарева (1967). Однако в этих работах не освещены стратиграфия и условия накопления голоценовых отложений донных осадков Арала.

Аральское море представляет собой мелководный изолированный бассейн плоского типа (по классификации Н. М. Страхова), приуроченный к аридной зоне с резко континентальным климатом. Основными источниками питания являются реки Амударья и Сырдарья, абразия берегов в эоловые наносы, приносящие в Арал ежегодно более 158 млн. т осадочного материала. По глубинам море подразделяется на три части: островом Кок-Арал отделяется от остального (Большого моря) северная неглубокая часть, которая носит название Малого моря. Меридиональной подводной грядой, выраженной на поверхности моря островами Лазарева, Возрождения и др., Большое море разделяется на довольно глубокий западный бассейн и на сравнительно мелководный, но обширный по площади — восточный.

Минералогические исследования более 200 проб донных осадков, контролируемые данными гранулометрического и химического анализов, позволили выделить на акватории Аральского моря следующие основные литологические типы осадков: пески, крупные алевриты, мелкоалевритовые, глинистые и глинисто-известковые илы, оолитовые пески (фиг. 1). Описание осадков Аральского моря дано в монографии Н. Г. Бродской (1952). Поэтому здесь основное внимание уделено особенностям вещественного состава и распределению того или иного литологического типа осадков.

Пески тяготеют в основном к береговой зоне Аральского моря. Наиболее широко они распространены на восточном мелководье, где нижняя граница расположена на 7—10-метровой изобате. Вдоль северного и западного берегов песчаные осадки локализуются в виде узких полос, несколько увеличиваясь в прибрежной зоне Малого моря. Среди песчаных отложений выделяются средне-мелкозернистые пески открытой части моря, северных заливов, Малого моря, прибрежных зон островов, придельтовых областей Амударьи и Сырдарьи. Пески преимущественно кварцевые. В придельтовых областях Амударьи и Сырдарьи появляются полевые шпаты, а в северной части — обломки горных пород и



Фиг. 1. Карта осадков, сводный разрез и литологический состав колонок донных осадков Аральского моря 1 — пески; 2 — оолитовые пески; 3 — крупные алевриты; 4 — мелкоалевритовые илы; 5 — алевропелитовые илы; 6 — глинистые илы; 7 — растительные остатки; 8 — остатки ископаемой фауны; 9 — гипс; 10 — номера колонок; Q_{IV}^1 — древнеаральские, Q_{IV}^2 — аральские, Q_{IV}^3 — новоаральские, Q_{IV}^4 — современные осадки

глауконит. Степень сортировки обычно хорошая ($S_0 = 1,1—2,0$). Карбонатность песков 10—14%. Карбонаты присутствуют в виде отдельных сгустков, обломков, реже встречаются лепешковидные разности. Вблизи мелких островов восточного мелководья пески содержат до 50% ракушки и детрита.

Алевритовые отложения располагаются преимущественно на глубинах от 7 до 15—20 м. Терригенная часть осадка представлена кварцем, полевыми шпатами, в придельтовых областях присутствуют минералы группы слюд (10—15%). Алевриты характеризуются обычно низкой степенью сортировки ($S_0 = 3,0—8,8$) и слабой окатанностью зерен полевого шпата. Особенно это свойственно донным отложениям придельтовой области Амударьи. Карбонатность алевритов 10—12%, с глубиной увеличивается до 25—28%. Карбонатный материал равномерно рассеян среди алеврито-глинистой массы и представлен пелитоморфными разностями, лепешками, ромбоздрами и сферолитами.

Глинистые осадки Аральского моря подразделяются на илы, образовавшиеся в придельтовых областях Амударьи и Сырдарьи, Малом море и северных заливах. В придельтовых областях илы располагаются на глубине 2—18 м, в заливах и Малом море глубже 20—30 м. Сложены илы глинистой массой с примесью карбонатного и алевритового материала, равномерно распространённого в осадке. Алевритовые частицы представлены угловато-окатанными зёрнами кварца, полевого шпата и торных пород. Осадки обычно средне отсортированы ($S_0 > 2,5$). Карбонатный материал наблюдается в виде сгустков или лепешковидных форм размером 0,08—0,018 мм в придельтовых областях, иглоочек и ромбоздров — в северных заливах и Малом море.

Глинисто-известковые отложения западной и центральной глубоководных впадин Аральского моря приурочены к халистатическим областям. Осадок представляет собой карбонатно-глинистую массу с значительной примесью мелкоалевритового материала. Карбонатное вещество состоит из пелитоморфного кальцита, иглочатых кристаллов и сферолитов размером менее 0,01 мм. Для глинисто-известковых илов свойственно присутствие створок диатомей (6—8%), повышенная концентрация гидротроилита и пирита.

Оолитовые известковые пески протягиваются на юг от п-ова Куланды. Осадки преимущественно среднезернистые, наряду с оолитами присутствуют обломки и целые створки раковин моллюсков, фораминифер и брахиопод, содержание которых достигает 20%. Пески хорошо отсортированы, терригенный материал окатан. Форма оолитов разнообразна. Размер их колеблется от 0,05— до 1,9 мм, средний диаметр 0,3—0,6 мм. Строение относительно простое. Ядра представлены обломками створок моллюсков и целыми раковинами фораминифер, терригенными минералами.

СТРОЕНИЕ ТОЛЩИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На основании изучения древних береговых линий, выраженных в современном рельефе террасами, а также погребенными аккумулятивными телами на дне моря, большинство исследователей (Кесь, 1969; Кирюхин и др., 1965; Лымарев, 1967; Вейнберг и др., 1972) считают, что в голоценовое время уровень Арала испытывал значительные колебания. Это обуславливало изменение его размеров, условий осадконакопления и солевого режима.

В результате комплексных работ в голоценовых отложениях Аральского моря выделены древнеаральские, аральские, новоаральские и современные слои, отличающиеся по гранулометрическому, минералогическому, химическому составу и по остаткам фауны.

Строение толщи голоценовых отложений Малого моря можно охарактеризовать двумя наиболее типичными размерами, одним для мелко-

водной части, другим для глубоководной. В интервале 5—12 м (колонка 16, глубина 11 м, см. фиг. 1) современный слой осадка мощностью 0,1—0,3 м представлен преимущественно мелкоалевритовыми илами, обогащенными органическими остатками. Ниже залегают мелкозернистые пески с тремя маломощными (до 1—2 см) слоями черного ила, насыщенного растительным детритом; содержание органического углерода в слоях достигает 17%. Литологический состав донных отложений нижней части разреза свидетельствует о существовании в новоаральское и аральское время прибрежно-морских условий осадконакопления, образовавшихся при понижении уровня водоема в ходе развития одноименных регрессий. Наблюдаемая в донных отложениях ритмичность указывает на периодическое изменение режима осадкообразования на мелководье Малого моря. Древнеаральские трансгрессивные осадки не были вскрыты.

В более глубоководных частях Малого моря состав голоценовых отложений несколько изменяется (колонка 25, глубина 23 м, фиг. 1, 2).

1. Глина микрослоистая, зеленовато-черная, содержание SO_4 0,8%. Мощность 0,20 м.

2. Глина серовато-зеленая, обогащенная песком и крупным алевритом, с большим количеством обломков и целых створок *Cardium edule*. В верхней части глина насыщена растительным детритом, содержание SO_4 1,05%. Мощность 0,10 м.

3. Глина плотная, серая, микрослоистая, с чередованием слоев различных оттенков: светлых, обогащенных карбонатом кальция, и темных с большим количеством терригенного материала и растительного детрита. Содержание SO_4 0,63%. Мощность 0,18 м.

4. Песок оолитовый, среднезернистый. Мощность 0,04 м.

5. Мелкоалевритовый ил, желтовато-зеленый, комковатый, с обильными обломками раковин моллюсков, преимущественно *Cardium edule*, содержание SO_4 1,8%. Мощность 0,10 м.

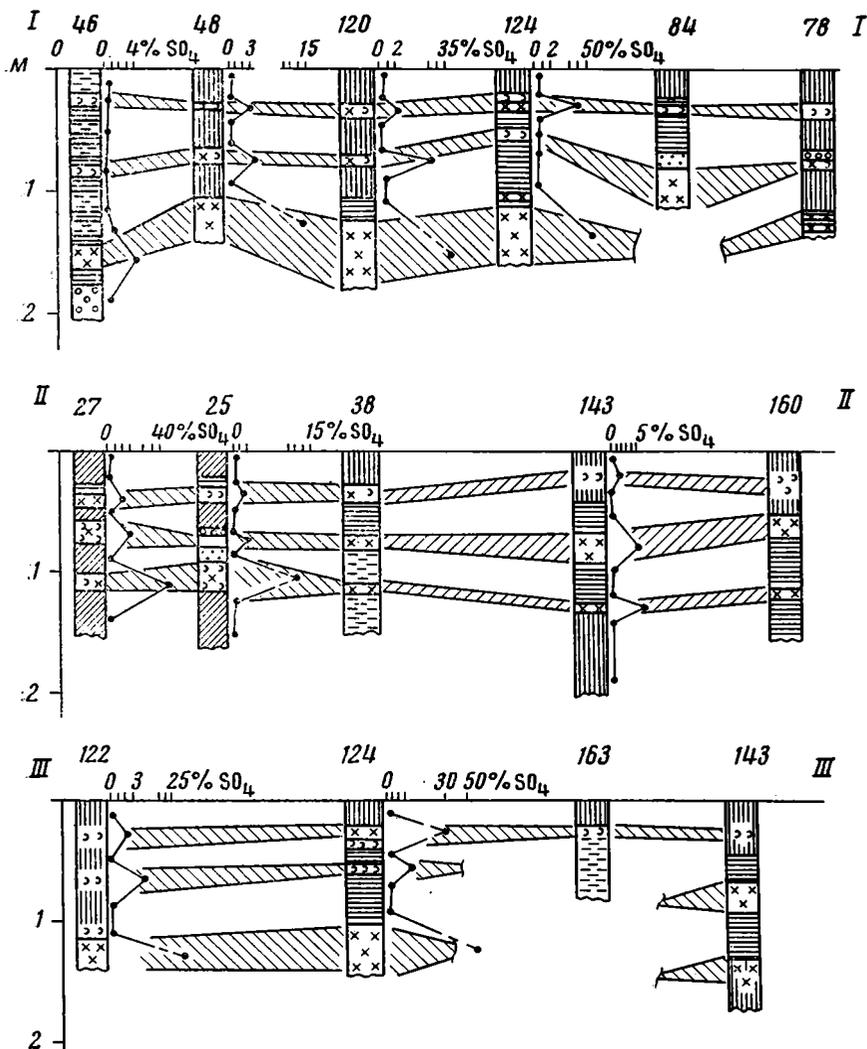
6. Мелкозернистый песок, крупный алеврит, содержание SO_4 0,4%. Мощность 1,0 м.

7. Мелкоалевритовый ил серого цвета с незначительной примесью глинистого материала. Верхняя часть слоя обогащена целыми мелкими створками *Cardium edule*. Часто встречаются сростки и отдельные кристаллы гипса размером до 2—3 см, содержание SO_4 15%. Мощность 0,24 м.

8. Глина светло-желтая, комковатая, содержание SO_4 0,8%. Мощность 0,54 м.

Из приведенного описания видно, что осадки нижнего слоя накапливались в условиях глубокого моря и в возрастном отношении соответствуют древнеаральской трансгрессии. Во время современной, новоаральской и аральской трансгрессий образовались соответственно слои 1, 3, 6. Аральская трансгрессия была, по-видимому, кратковременной и незначительной по амплитуде колебания уровня. Вследствие этого в Малом море, даже в глубоких частях, накапливались алевриты и мелкозернистые пески. Слои 2, 4, 5 и 7 генетически связаны с существованием регрессий и отличаются более грубозернистым составом, насыщенностью раковинами моллюсков и повышенным содержанием сульфатов. Последнее особенно характерно для осадков, образовавшихся в период древнеаральской регрессии.

Северная часть Аральского моря характеризуется извилистой береговой линией лопастного облика (Лымарев, 1967). Широкое развитие здесь заливов и выдвинутых далеко в море островов и полуостровов связано с серией синклинальных и антиклинальных складок и литологическим составом пород, слагающих берега. Относительная замкнутость заливов, значительные уклоны дна к центру благоприятствуют накопле-



Фиг. 2. Разрезы донных осадков Аральского моря

I—I — с севера на юг через западную глубоководную котловину; II—II — с севера на юг через Малое море и центральную котловину; III—III — с запада на восток через западную глубоководную и центральную котловины. Условные обозначения см. фиг. 1

нию в них почти всего абразируемого терригенного материала. Благодаря этому в глубоководных частях заливов отмечены максимальные мощности голоценовых глинистых осадков. Наиболее интенсивно накопление терригенной составляющей толщи происходило в период трансгрессий, когда берега подвергались значительному разрушению. Примером может служить колонка 53, отобранная в глубоководной части залива Чернышева (фиг. 1, 2, разрез I—I).

1. Глинистый ил, пластичный, черного цвета. Слоистость подчеркивается чередованием слоев различной окраски. Содержание $SO_4^{''}$ 0,4—0,6%. Мощность 0,30 м.

2. Глинистый ил с отдельными кристаллами гипса и единичными створками *Cardium edule*. Содержание $SO_4^{''}$ 1,06%, $CaCO_3$ 11,4%. Мощность 0,10 м.

3. Глинистый ил, аналогичный слою 1. Мощность 0,54 м.

4. Мелкоалевритовый ил темно-серого цвета, загипсованный с единичными раковинами *Cardium edule*. Содержание $SO_4^{''}$ 1,0%. Мощность 0,09 м.

5. Глина серая, микрослоистая, пластичная, местами комковатая. Содержание $SO_4^{''}$ не превышает 1,0%, количество $CaCO_3$ 12,45—12,55%, $C_{орг}$ — 0,50—0,65%. Мощность 1,51 м.

6. Алеврит серого цвета неоднородный, с примесью глинистых частиц. Содержание $CaCO_3$ 4,75%, $C_{орг}$ 0,13%. Мощность 0,26 м.

7. Зеленовато-коричневая глина комковатая с обилием кристаллов и сростков гипса, в верхней части обогащена обломками раковин *Cardium edule*. Содержание $SO_4^{''}$ 3,8%, $C_{орг}$ 0,29%. Мощность 0,60 м.

Литологический состав донных отложений, наличие или отсутствие в них сульфатов и раковин моллюсков, свидетельствуют о том, что глинистые осадки слоев 1, 3, 5 образовались в ходе развития соответственно современной, новоаральской и аральской трансгрессий, а отложения слоев 2, 4, 6, 7 — в период новоаральской, аральской и древнеаральской регрессий. Анализ мощностей и литологический состав осадков (слои 6, 7) позволяют утверждать, что древнеаральская регрессия была самой длительной и вызвала в глубоководных частях залива накопление мощного слоя сульфатов. Две последующие регрессии, аральская и новоаральская, незначительно сказались на характере осадконакопления. В этот период в заливе формировались глинистые и мелкоалевритовые илы с относительно небольшим количеством сульфатов. Все это позволяет предположить, что соленость вод в регрессивные стадии вряд ли превышала 35‰. Обращает на себя внимание значительная мощность аральских трансгрессивных осадков, что можно объяснить интенсивной абразией глинистых пород, слагавших берега.

Для выяснения процессов голоценового осадконакопления в северной открытой части Аральского моря рассмотрим строение толщи между островами Кок-Арал и Барса-Кельмес. Прибрежные отложения голоцена в этом районе детально освещены в работе И. Г. Вейнберга с соавторами (1972). В более глубоководных частях, по данным колонок 14, 18, к верхам разреза приурочены современные осадки, представленные глинистыми илами темно-серого цвета мощностью 0,28—0,33 м. Ниже повсеместно прослеживаются мелкоалевритовые илы, обогащенные раковинами *Cardium edule*. Мощность слоя от 0,05 до 0,14 м. Новоаральские отложения трансгрессивной стадии — зеленовато-серые глины. По мере углубления в них возрастает содержание алевритового материала, и в интервале 0,54—0,61 м встречены мелкоалевритовые илы и крупные алевриты с большим количеством раковин пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. В основании вскрытого разреза обнаружены глинистые илы аральского возраста, насыщенные остатками водорослей, с единичными створками *Cardium edule*.

В западной глубоководной котловине, как видно из разрезов I—I, III—III (фиг. 2), современные осадки представлены глинисто-известковыми илами мощностью до 0,30 м. В период новоаральской регрессии здесь происходило накопление глинисто-известковых илов с высоким содержанием гипса или сплошного слоя сульфатов. В отличие от других районов насыщенность гипсов терригенным материалом значительно ниже. Характерно также повышенное количество в верхней части слоя скоплений раковин моллюсков. Концентрация $SO_4^{''}$ составляет в среднем 5—7%, карбоната кальция достигает 50%. Ближе к поднятню, накапливались преимущественно мелкозернистые кварцевые пески с редкими оолитами. Мощность слоя, образовавшегося во время регрессии, колеблется от 0,06 до 0,12 м. Ниже залегают новоаральские трансгрессивные отложения — глинисто-известковые и глинистые илы. В более мелководных участках наблюдается чередование слоев (1,0—1,5 м)

серого мелкоалевритового и глинистого ила. Содержание $SO_4^{''}$ изменяется от 0,4 до 0,96%, $CaCO_3$ от 15 до 20%. Количество $C_{орг}$ составляет 0,3%. Аральская регрессия представлена в голоценовой толще гипсоносным слоем с повышенным количеством обломочного материала. В терригенной фракции преобладают зерна минералов мелко- и крупноалевритовой размерности со следами штриховки, что указывает на поступление зерен с эоловыми наносами за счет переувлажнения вышедших на поверхность морских песков и крупных алевритов, образовавшихся в период аральской трансгрессии близ островов Возрождения и Лазарева. Содержание $SO_4^{''}$ выше, чем в новоаральском гипсоносном слое и составляет 15—25%. Аральские трансгрессивные отложения представлены глинистыми и глинисто-известковыми илами мощностью 0,45 м с низким содержанием $SO_4^{''}$. На границе с древнеаральскими отложениями почти повсеместно расположен прослой глины с высокой концентрацией органического углерода (6,1%). Древнеаральская регрессия ознаменовалась накоплением слоя (0,70 м) сульфатов, представленных сахаровидным и кристаллическим гипсом, мирабилитом и тенардитом. Содержание $SO_4^{''}$ в некоторых пробах достигает 40% (при средних значениях 20—30%), органического углерода — 5,0, карбоната кальция 20. В основании вскрытого разреза залегают глины, образовавшиеся в период древнеаральской трансгрессии. Приведенные данные позволяют предположить, что в голоцене на акватории западной глубоководной котловины трижды существовали фациальные условия, близкие к лагунам.

Для характеристики строения голоценовых отложений в центральной котловине использованы разрезы II—II и III—III, а также отдельные колонки (фиг. 1, 2). В верхней части толщи залегают современные морские осадки, представленные глинисто-известковыми илами мощностью до 0,35 м. Постепенно они замещаются мелкоалевритовыми илами с повышенной концентрацией гипса, а на контакте с вышележащими осадками — ракушей. Содержание $SO_4^{''}$ здесь уступает гипсоносному слою западной котловины и обычно не превышает 5%, но количество карбоната кальция увеличивается до 50%; местами регрессивный слой почти полностью сложен раковинами *Cardium edule* и лишь по мере углубления количество их несколько уменьшается. Ниже залегают глинисто-известковые илы мощностью от 0,18 м в глубоководной части до 0,31 м по периферии впадины. Второй гипсоносный слой отличается пространственной выдержанностью с максимальной (до 0,45 м) мощностью для Аральского моря. Содержание $SO_4^{''}$ колеблется от 2,5 до 5,0%, карбоната кальция превышает 30%, количество $C_{орг}$ достигает 0,5%. Аральские трансгрессивные осадки — глинистые и мелкоалевритовые илы мощностью до 0,35 м. Во время древнеаральской регрессии образовался слой алевритового ила с примесью гипса и ракуши. Мощность его от 0,07 до 0,40 м. В основании разреза залегают глины и алевриты.

Как следует из изложенного, строение голоценовых отложений в центральной впадине мало отличается от такового в западной котловине. Вскрытые осадки генетически связаны с чередованием морских и озерно-лиманских условий осадконакопления.

Иной характер имеют осадки восточного мелководья. Здесь толща голоценовых отложений образована чередованием преимущественно терригенных образований, различных по гранулометрическому составу. Наибольший интерес для выяснения истории развития этой части Аральского моря представляет разрез, вскрытый колонкой 56, севернее острова Обручева (глубина 7 м).

1. Мелкоалевритовый ил темно-серого цвета. Мощность 0,15 м.
2. Мелкозернистый песок с большим количеством обломков и целых створок раковин *Cardium edule* и гастропод. Мощность 0,09 м.
3. Мелкоалевритовый ил, аналогичный слою 1. Мощность 0,36 м.

4. Мелкозернистый песок, крупный алеврит, обогащенный раковинами *Cardium edule*. Мощность 0,06 м.

5. Тонкое переслаивание (0,5—5,0 см) алевритовых илов с мелкозернистым слюдыстым песком. Мощность 0,51 м.

6. Глинистый ил черного цвета, насыщенный кристаллами гипса. Мощность 0,02 м.

7. Глина шоколадного цвета с большим количеством крупных (до 1,5 см и более) кристаллов гипса. Мощность 1,59 м.

8. Глинистый ил голубовато-серого цвета с единичными раковинами моллюсков. Вскрытая мощность 0,25 м.

Нижняя часть описанного выше разреза (слой 8) может быть отнесена по возрасту к древнеаральской трансгрессии, которая происходила, очевидно, в более глубоком, чем современное, море. С этим, по-видимому, связано накопление глинистых илов с незначительной примесью алевритового материала. Залегающие выше глины, исходя из вещественного состава и отсутствия остатков морской фауны, формировались в континентальных условиях. Подобное явление могло иметь место во время древнеаральской регрессии, что согласуется с данными по положению уровня водоема. Осушенная часть восточного мелководья представляла собой низменную равнину, в пределах которой были интенсивно развиты эоловые процессы. Однако наряду с накоплением эоловых песков, образовавшихся за счет переувлажнения древнеаральских прибрежно-морских отложений, в многочисленных мелководных озерах, лиманах, лагунах интенсивно осаждался тонкопелитовый материал, привнесенный с пылью.

Наступившая в дальнейшем аральская трансгрессия привела к затоплению восточного мелководья. На это, в частности, указывает чередование морских мелкозернистых песков и крупных алевритов (слой 6). Присутствие значительного количества минералов группы слюд, а также относительно большая мощность аральских осадков могут служить доказательством того, что формирование донных прибрежно-морских отложений происходило за счет поступления теригенного материала с аллювием Амударьи. Последующие аральская и новоаральская регрессии нашли отражение в образовании маломощных слоев песка, а новоаральская и современная трансгрессии — в накоплении мелкоалевритовых илов.

Голоценовые отложения придельтовой области Амударьи характеризуются значительной скоростью осадконакопления, вследствие чего полный разрез толщи не был изучен. В непосредственной близости от основного русла реки вскрывается однообразная толща осадков, представленная крупными алевритами и мелкоалевритовыми илами мощностью более 1,0 м. По мере удаления от русла мощность современных отложений резко уменьшается, и в колонке 15 (глубина 15 м) под слоем мелкоалевритового ила зеленоватого цвета залегают новоаральские осадки, представленные светло-коричневой глиной. Характеризуются они высоким содержанием минералов группы слюд. Из описанного разреза видно, что колонка расположена в зоне транзита обломочного материала, где в настоящее время он не осаждается. В период новоаральской регрессии понижение уровня водоема вызвало выдвижение дельты Амударьи в море, благодаря чему в нижней части разреза встречаются осадки с повышенным количеством слюдыстых минералов.

СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Комплексные исследования толщи голоценовых отложений Аральского моря позволили стратифицировать их. В основании вскрытого разреза голоцена залегают древнеаральские морские осадки, по вре-

мени образования соответствующие развитию одноименной трансгрессии (фиг. 1). Они представлены в открытой части водоема глинами и мелкими алевритами зеленого или голубоватого цветов, в прибрежной зоне — песками с примесью гальки, гравия и ракушечного детрита. К отличительным особенностям отложений следует отнести низкую карбонатность и более высокую плотность по сравнению с вышележащими осадками. В древнеаральских трансгрессивных отложениях встречаются пресноводные виды *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Planorbis sieversi* (Mouss.) и эвригалинные *Cardium edule lamarcki* (Reeve). Максимально вскрытая мощность 0,70 м.

Выше залегают преимущественно хемогенные осадки, образовавшиеся во время развития древнеаральской регрессии. Представлены они в основном гипсом с незначительным количеством терригенного материала; на отдельных участках в гипсоносном слое встречаются мирабилит, астраханит и тенардит (Рубанов, 1974). Слоистость выражена чередованием тонких слоев гипса различной окраски, в разной степени обогащенных терригенным материалом. Мощность слоев 1—3 мм. Содержание $SO_4^{''}$ достигает 40%. В гипсоносных отложениях регрессивной стадии остатки фауны, как правило, отсутствуют. Но в основании и в верхней части слоя наблюдаются скопления раковин *Cardium edule*.

В восточной части западной впадины на контакте гипсоносного слоя и нижележащих глин обнаружены оолитовые пески. На восточном мелководье древнеаральские регрессивные осадки сложены шоколадными глинами, алевритами и песками континентального происхождения. Мощность гипсоносного слоя колеблется от 0,10 до 0,60 м, причем четко проявляется тенденция к увеличению мощности слоя с глубиной. Максимальные значения отмечены в западной глубоководной котловине и северных заливах, минимальные — в колонках, отобранных с глубин 15—20 м.

Аральские отложения трансгрессивного этапа развития моря представлены преимущественно глинисто-известковыми илами во впадинах и терригенными образованиями на современных глубинах менее 20 м. По видовому составу брюхоногие и пластинчатожаберные моллюски близки к древнеаральским, но отличаются повышенным количеством солоноватоводных эвригалинных форм. Наряду с пресноводными моллюсками *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Valvata piscinalis* Müll. встречены солоноватоводные *Dreissena caspia pallasii* (Andrus.), *Theodoxus pallasii* Lindh, *Cardium edule*.

Мощность этих отложений колеблется от 0,10 до 0,50 м. Максимальные мощности отмечены в заливах Чернышева и Тще-Бас, а также в придельтовых областях палеорек.

В период аральской регрессии на большей части Арала накапливались мелкоалевритовые илы, реже глинисто-известковые пески, насыщенные гипсом. Широкое развитие получили оолитовые пески, образование которых происходило не только на мелководье, но и в глубоководных частях водоема. Содержание $SO_4^{''}$ в осадках колеблется от 5 до 20%. Мощность гипсоносного слоя 0,05—0,45 м.

Новоаральские трансгрессивные осадки представлены в основном глинистыми, глинисто-известковыми и мелкоалевритовыми илами, в прибрежной полосе — песками. Эти осадки отличаются от современных донных отложений пониженным содержанием карбоната кальция. По сравнению с вышеописанными осадками здесь распространены смешанные комплексы фауны с увеличением солоноватоводных форм, а именно *Theodoxus pallasii* L., *Pyrqula conica* Logw. et., *Cardium edule*, *Hypansis* sp. и др. Мощность слоя колеблется от 0,14 м в западной глубоководной впадине до 0,4 м и более на акватории, прилегающей к дельте палео-Амударьи.

В новоаральскую регрессию на большей части моря происходило хемогенное осаждение гипса. Отличительные особенности гипсоносного слоя — малая мощность и значительная насыщенность терригенным материалом, в основном алевритом. Содержание SO_4^{2-} колеблется от 1,0 до 7,0%. На осушенной части водоема в этот период накапливались золотые пески и алевриты желтого и желтовато-коричневого цвета. Общая мощность осадков 0,08—0,28 м.

Современный слой представлен в основном глинисто-известковыми и алевритовыми илами, кварцевыми и оолитовыми песками. Состав фауны близок к новоаральскому комплексу. Мощность колеблется от 0,07 до 1,10 м в придельтовых областях питающих рек.

К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АРАЛЬСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Данные по стратиграфии и литологии голоценовых отложений позволяют констатировать, что в истории развития Аральского моря существовали четыре трансгрессивных и три регрессивных стадии, отличавшиеся по фаціальным условиям осадконакопления. Последнее обусловлено в основном климатическими изменениями на водосборной площади и водным стоком Амударьи.

В начале древнеаральского этапа развития водоема изменение направления русла Амударьи и поворот его к Аралу вызвали повышение уровня моря и развитие наиболее интенсивной по размаху и наиболее продолжительной по времени трансгрессии в голоцене. Расширение акватории и увеличение глубин благоприятствовали разрушению берегов под действием абразии. Следы интенсивного размыва клифа просматриваются в современном рельефе на абс. отметках 56,0—57,0 м в виде абразионных уступов в глинах, песках и песчаниках палеогенового и мелового возраста (Вейнберг и др., 1972).

Преобладание среди пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков пресноводных (реже солоноватоводных) видов позволяет предположить, что в древнеаральское время соленость Арала, возможно, была близка к современной, а в периоды максимального поступления водного стока с реками Амударьей и Сырдарьей более низкой.

В последующем древнеаральская регрессивная стадия развития Аральского моря была вызвана аридизацией климата и поворотом Амударьи в Сарыкамышскую впадину. Эта регрессия в голоцене была самой значительной по времени и по интенсивности понижения уровня. Падение уровня до отметки 35—40 м привело к значительному уменьшению (почти в 2 раза) площади Арала и его глубин. В пределах Малого моря образовался полуизолированный мелководный (13—14 м) водоем, лишь периодически связанный с остальной частью бассейна. Полученные материалы позволяют утверждать, что на большей части: пролива Берга существовали субаральные условия осадконакопления. Большое море представляло собой ряд изолированных и полуизолированных лагун. В это время острова Лазарева, Беллингаузена и Возрождения образовывали единый обширный остров, что затрудняло водообмен между западной и центральной впадинами.

Сухой жаркий климат, незначительный обмен между отдельными частями моря, превращение его площадей в изолированные и полуизолированные водоемы и сократившееся поступление речных вод способствовали увеличению солености, изменению гидрохимического режима и, как следствие, вызвали накопление хемогенных осадков, преимущественно сульфатов кальция с примесью терригенного материала. В результате в Малом море образовался довольно мощный слой гипса. В Большом море процесс хемогенного осаждения солей наиболее интенсивно протекал в западной впадине.

Минеральный состав гипсоносного слоя и почти повсеместное его распространение свидетельствуют о том, что в Арале в период древнеаральской регрессии соленость варьировала от 30 до 100‰ и более.

Заполнение Присарыкамышской дельты аллювиальным материалом, поднятие уровня в Сарыкамышской впадине и вследствие этого подтопление русла Амударьи способствовали повороту реки к Аральскому морю и повышению в нем уровня до абсолютной отметки 54,5 м. В северо-западной части моря древняя береговая линия, соответствующая аральской трансгрессивной стадии развития водоема, прослеживается по аккумулятивным террасам, реже — абразионным уступам (Вейнберг и др., 1972).

Аральская трансгрессия была кратковременной. При сравнении фациальных условий Аральского моря в это время с современными существенных отличий не наблюдается. Соленость, по-видимому, не превышала в среднем 8—10‰. Низкая соленость привела к обеднению видового состава моллюсков, среди которых доминировали пресноводные особи. Повышенное содержание в осадках Арала карбоната кальция свидетельствует о благоприятных условиях его накопления хемогенным путем.

Идентичность минералогического комплекса тяжелой фракции осадков в зоне восточного мелководья современной сырдарьинской ассоциации и наличие минералов группы слюд в легкой фракции позволяют утверждать, что в аральское время основной водный сток Сырдарьи поставлялся в Арал где-то в районе о. Уялы. Именно здесь развиты многочисленные сухие русла реки (Боровский, Погребинский, 1958; Лымарев, 1967). В дальнейшем в силу геолого-геоморфологических процессов русло Сырдады стало смещаться к северу.

В период аральской регрессии морской тип осадконакопления сменился озерно-лагунным, о чем свидетельствует почти повсеместное накопление сульфатов, преимущественно сахаровидного и мелкокристаллического гипса. Главная водная артерия, питающая водоем, — Амударья — лишь незначительную часть водного стока сбрасывала непосредственно в Арал, основное ее русло было направлено в Сарыкамышскую впадину. Палеodelьта Амударьи располагалась несколько севернее мыса Тигровый хвост. Преобладающая часть водных масс поступала непосредственно в западную впадину, распресняя ее. Палеodelьта Сырдарьи в аральскую регрессию находилась южнее о. Кок-Арал. В связи с уменьшением водного стока и общей аридизацией климата размеры Аральского моря уменьшились и постепенно оно превратилось в озеро с соленостью воды, превышающей 30‰.

В середине VII в. Амударья вновь полностью сбрасывала воды в Аральское море, что вызвало новоаральскую трансгрессию. Уровень водоема поднялся до абс. отметок 53,0—53,5 м. Среднегодовая соленость моря была несколько выше, чем в период древнеаральской и аральской трансгрессий, 8—12‰. На это указывает распространение смешанных комплексов фауны с увеличением количества солоноватоводных форм. Наступившая в дальнейшем новоаральская регрессия привела к сокращению площади водоема и увеличению солености до 30‰. Регрессивное развитие моря было обусловлено частичным сбросом вод в Сарыкамышскую впадину. В период аральской и новоаральской регрессий дельта Амударьи выдвигалась к северу и располагалась по широте мыса Улькентумск. В современном рельефе дельта выражена уменьшением глубины до 8,6 м при окружающих отметках свыше 15 м.

Положение дельты Сырдарьи на протяжении голоцена также было непостоянным. До конца аральской трансгрессии река сбрасывала воды в Аральское море по руслам Жанадарьи и Кувандарьи. В дальнейшем русло Сырдарьи начало смещаться к северу, и уже в период аральской регрессии авандельта располагалась юго-восточнее о. Кок-Арал. Совре-

менная дельта начала формироваться, вероятно, после новоаральской регрессии, на что указывает отсутствие гипса в прилегающих к палеодельте областях и повсеместное развитие его на остальной акватории водоема.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С.* Аральское море. СПб., 1908.
Боровский В. М., Погребинский М. А. Древняя дельта Сырдарьи и северные Кызылкумы, т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Тр. ГИН. Сер. геол., 1952, вып. 115, (57).
Вейнберг И. Г., Ульст В. Г., Розе К. О. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря.— В сб.: Вопросы четвертичной геологии, вып. VI. Рига, 1972.
Кесь А. С. Основные этапы развития Аральского моря.— В сб.: Проблемы Аральского моря. М., «Наука», 1969.
Кирюхин Л. Г., Кравчук В. Н., Федоров П. В. Новые данные о террасах Аральского моря.— Изв. АН СССР. Сер. географ., № 11, 1965.
Лымарев В. И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны. Л., «Наука», 1967.
Рубанов И. В. Соляные озерные отложения под современными осадками Аральского моря. Узбек. геол. ж., 1974, № 1.

ГИН АН СССР, Москва
Московский госуниверситет,
Ростовский госуниверситет

Дата поступления
17.V.1973

УДК 551.311.234

**ПОЧВЕННО-ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС И ЕГО РОЛЬ
В ГУМИДНОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ
СОВРЕМЕННОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА**

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ

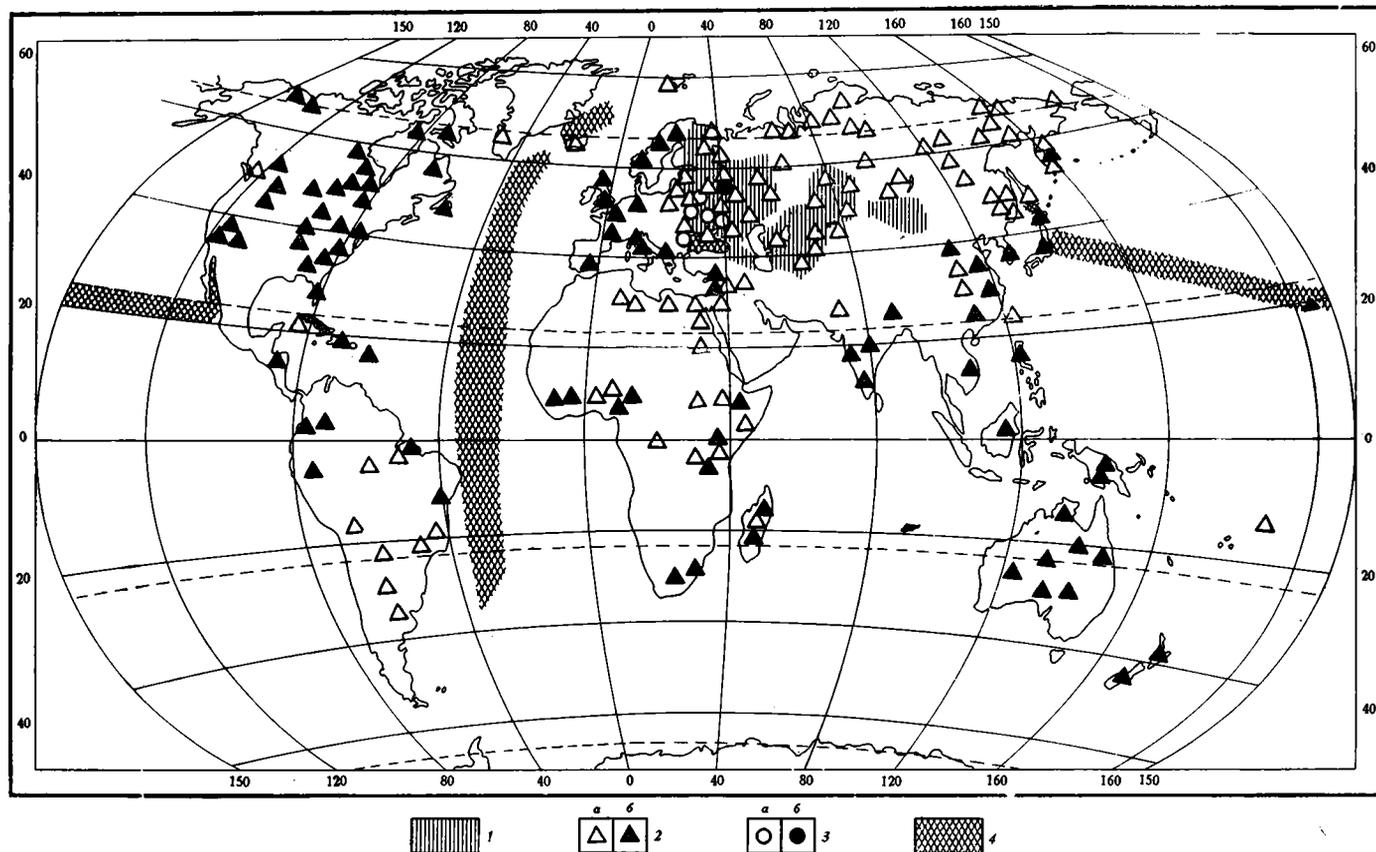
На основе собственных материалов, включавших полевые исследования почвенно-элювиальных образований и осадков, а также изучения их комплексом лабораторных методов, с привлечением литературных данных, обсуждаются особенности литогенеза в гумидных областях. Среди гумидных литогенетических процессов в границах, определенных Н. М. Страховым, на площади современного континентального блока выделяются два основных типа литогенеза: семигумидный с бореальным и субтропическо-тропическим (экваториальным) видами и собственно гумидный. Литогенетические процессы вулканических областей предлагается рассматривать на уровне групп в пределах перечисленных выше типов литогенеза.

ВВЕДЕНИЕ

Литогенез гумидных областей континентального блока занимает одно из центральных мест в системе литогенетических процессов — континентальных и океанических. Н. М. Страхов неоднократно подчеркивал (1962, 1971) существенные отличия литогенетических процессов в разных климатических зонах гумидных областей. Вместе с тем в существующих представлениях о гумидном литогенезе отражена преимущественно специфика продуктов и механизмов процесса, свойственная гумидным субтропическим (экваториальным) обстановкам. Это обусловлено недостатком наблюдений и экспериментальных исследований в областях, где литогенетические процессы осуществляются в условиях бореального и семигумидного субтропическо-тропического климата. Между тем в кайнозое вследствие тенденции географической среды к похолоданию и аридизации наиболее широко распространены именно эти климаты и соответствующие им литогенетические процессы.

В настоящее время накоплен новый значительный материал, освещающий различные стороны литогенеза. В. Н. Холодов (1975) рассмотрел изменения продуктов литогенеза в зависимости от направленной геохимической эволюции земной коры. Н. А. Лисицына (1975) сообщила о массе и составе рыхлого материала, образующегося при почвенно-элювиальном процессе в разных климатических областях, в том числе в бореальных и семигумидных субтропическо-тропических. Исследованы генезис, типизация и география современных почвенно-элювиальных профилей (Черняховский и др., 1976).

Под литогенезом континентального блока авторы понимают весь комплекс явлений, связанных с образованием осадков и последующим их изменением в породы, т. е. мобилизацию материала почвенно-элювиальными процессами, седиментогенез, диагенез, в том числе и комплекс субэаральных гипергенных изменений, и катагенез. В задачу настоя-



Фиг. 1. Карта основных районов исследований: 1 — маршрутные и площадные исследования почв, кор выветривания и четвертичных отложений, выполненные авторами; 2 — районы определений глинистых минералов в современных почвах: а — по определениям авторов, б — по литературным материалам; 3 — районы определений глинистых минералов в палеопочвах четвертичного периода: а — по определениям авторов, б — по литературным материалам; 4 — участки изучения глинистых минералов в современных озерных, морских и океанических осадках

щей работы входит выяснение роли почвенно-элювиальных процессов в литогенезе различных гумидных обстановок современного континентального блока. Основное внимание уделено исследованию доседиментационной (протогенетической) стадии мобилизации веществ и гипергенного эпигенетического изменения отложений в субаэральных условиях. Это необходимо для понимания особенностей формирования вещественного состава отложений.

Признаки, обусловленные генетической принадлежностью отложений (Страхов, 1962; Шанцер, 1966), и литогенез конечных областей стока рассматриваются в той мере, в какой они помогают выяснить особенности перечисленных процессов и продуктов.

В основу сообщения положены результаты исследований, выполненных авторами в районах, показанных на фиг. 1.

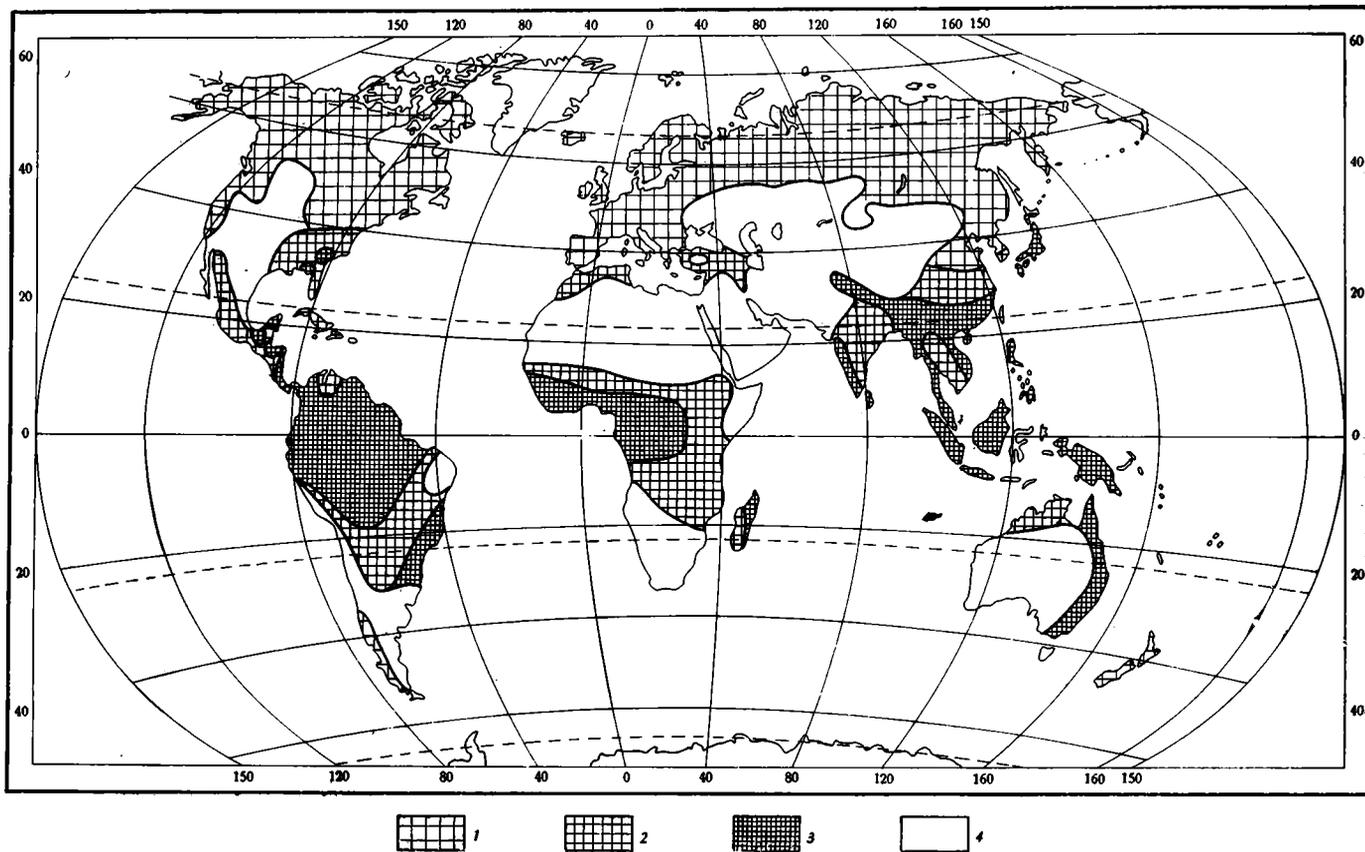
ГУМИДНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ, ЕГО ЧАСТНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ

Обширная область гумидного литогенеза определяется согласно Н. М. Страхову (1962, 1971) климатическими обстановками, где средняя температура в течение года или части его выше 0°, а среднегодовая сумма осадков превышает испарение. Это обеспечивает активное участие жидкой и несвязанной воды на всех стадиях литогенеза и наличие периодов промывного увлажнения почвенно-элювиальной толщи. В этих условиях особенности главных составляющих литогенетического процесса: мобилизации вещества в доседиментационную стадию осадкообразования, а также эпигенетических изменений осадков в субаэральных обстановках определяются химическим выветриванием (почвообразованием). Их интенсивность и продукты обусловлены различиями геологической истории региона и главным образом климатическими причинами. Литературные материалы и данные авторов позволяют рассмотреть следующие частные литогенетические процессы: бореальный, семигумидный субтропическо-тропический (экваториальный) и собственно гумидный субтропическо-тропический (экваториальный).

БОРЕАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Бореальные литогенетические процессы в настоящее время широко распространены в хвойных и зимнелистопадных лесных зонах, лесотундрах и, по-видимому, тундрах. Однако из-за недостатка собственных наблюдений нам не вполне ясна северная граница области с бореальным литогенетическим процессом (фиг. 2). Эта область характеризуется сравнительно небольшим притоком солнечной радиации и радиационным балансом, который в среднегодовом выводе вдвое меньше, чем в тропиках. Атмосферных осадков здесь выпадает мало, не более 500—700 мм, и лишь в горных районах на западных побережьях материков количество осадков превышает 2000 мм в год¹ (Алисов и др., 1952). Незначительное количество осадков, существенная часть которых расходуется на физическое испарение с древесных крон и транспирацию, приводит к тому, что в почво-элювии многих областей бореального пояса формируются условия неглубокого ослабленного периодически промывного режима увлажнения. В сочетании со сравнительно низкими среднегодовыми температурами это определяет относительно слабое проявление процессов преобразования минеральных субстратов выветриванием как в доседиментационную стадию литогенеза, так и при эпигенетическом изменении отложений.

¹ Есть основания предполагать, что в подобных обстановках литогенетические процессы приближаются к таковым в собственно-гумидных областях.



Фиг. 2. Локализация областей гумидного литогенеза

1 — бореального; 2 — семигумидного субтропического (экваториального); 3 — гумидного субтропическо-тропического (экваториального); 4 — аридного и ледового

Согласно данным ряда исследователей (Черняховский, 1974), в бореальном поясе развитие почвенно-элювиального процесса на метаморфических и изверженных горных породах приводит к образованию сразу под органогенным горизонтом разрыхленных дресвянистых корок мощностью от долей сантиметра до 20—30 см. Преобразования материнского материала обусловлены главным образом (или исключительно) деградационно-трансформационными механизмами изменений триоктаэдрических слюд и хлоритов в слюда-сметкитовые (вермикулитовые) и хлорит-сметкитовые (вермикулитовые) смешанослойные образования.

В приповерхностных частях корок под влиянием органических кислот, выделяемых органогенными горизонтами, полностью или частично растворяются нефелин и плагиоклазы. Амфиболы, в меньшей мере калиевые полевые шпаты и пироксены, разрушаются лишь частично даже в подзолистых горизонтах почвы, поэтому они относительно накапливаются в осадках (Добровольский, 1969).

Характерная черта голоценовых почвенно-элювиальных профилей на осадочных породах четвертичного и более древнего возраста, в значительной мере лишенных малоустойчивых минералов, — профильное перераспределение глинистых суспензий и практически целиком унаследованный состав глинистого компонента. Этим обусловлено существование почв и поверхностных отложений с резко различным минеральным составом: гидрослюдистых, каолинитовых и преобладание смешанослойных образований.

Исследование методом абсолютных масс элювиальных корок различных магматических и метаморфических пород в таежных ландшафтах Карелии и Кольского полуострова показывает, что выветривание в общем случае сопровождается выносом 7—15% исходного вещества. При выветривании пород, обогащенных основными плагиоклазами и нефелином, вынос увеличивается до 50%. Выносятся все порообразующие элементы, но преимущественное растворение полевых шпатов и нефелина по сравнению с темноцветными минералами приводит к относительно накоплению в элювиальных корках компонентов меланократовой составляющей породы: железа, магния и титана.

Полагают (Базилевич и др., 1970), что в биологический круговорот вовлекается здесь преобладающее количество элементов, освобождающихся при распаде минералов. Та же часть элементов, которая выпадает из биологического круговорота, находится в форме легкорастворимых, в том числе хелатных соединений. Некоторые из них, в частности железо, задерживается в почво-элювии подчиненных ландшафтов и на промежуточных стадиях аккумуляции в форме ордзандов, орштейнов и озерно-болотных руд. Другие элементы практически целиком выносятся в конечные водоемы стока. Это подчеркивается отсутствием в почво-элювии описываемых ландшафтов достоверно определимых синтетических глинистых новообразований, за исключением рентгеноаморфных соединений и аллофанов. Содержание последних возрастает при развитии процесса на таких породах, как основные и средние эффузивы кайнотипного облика, вулканические пеплы и т. п. По признаку резкого увеличения количества вторичного продукта аллофанового типа в почво-элювии (Соколов, 1973) области четвертичного и особенно современного активного вулканизма выделяются как обособленная группа в рамках описываемого литогенеза.

Скорость элювиального процесса и мощность выветрелых корок в литогенезе бореальных ландшафтов малы. По этой причине количество вещества, поступающего в конечные водоемы стока вследствие химической денудации суши, незначительно (Добровольский, 1969; Лисицына, 1975). Сомкнутый растительный покров областей с бореальным литогенетическим процессом резко подавляет также активность механической эрозии (Лопатин, 1952).

Важно подчеркнуть, что из-за малой мощности измененной зоны, относительной устойчивости породообразующих фемических минералов и сравнительно незначительных трансформационных изменений слюд и хлоритов, которые идут не дальше вермикулитов-сметитов, в элювии мобилизуется весьма незначительное количество железа. Железо, освобождающееся при выветривании, образует комплексные соединения с органическим веществом и выносится за пределы элювиальной зоны, чем обусловлено отсутствие красных и пестрых окрасок почво-элювия и, как следствие, серая окраска большей части четвертичных отложений бореального пояса. В этом же заключена основная причина малых концентраций рудного железа в осадках подчиненных ландшафтов.

Вследствие относительно непродолжительного существования бореальных ландшафтов и слабонапряженного ритма химической и механической денудации, которая приобретает линейные формы, отложения, обязанные проявлению бореального литогенетического процесса, занимают на континентах резко подчиненное положение и локализованы главным образом в аллювиальных сериях и отложениях конечных водоемов стока. Облик горных пород определяется здесь генетическими признаками, описанными Е. В. Шанцером (1966). Эти признаки приобретены в основном в сингенетическую стадию. Относительно слабое проявление гипергенных процессов в прото- и эпигенетическую стадии литогенеза и наследование осадками продуктов предшествующих литогенетических циклов, в том числе ледового литогенеза, являются причиной полимиктового состава осадков. В илах Онежского озера, например, согласно исследованиям Н. И. Симоновича с соавторами (1972), глинистый компонент состоит из гидрослюд, хлоритов, небольшого количества смешанослойных слюда-монтмориллонитовых образований с низким содержанием монтмориллонитовых пакетов при небольшой примеси каолинита, т. е. имеет тот же состав, что и почвы окружающих территорий. Повышенные концентрации каолинита в осадках озера приурочены только к районам размыва древних кор выветривания и осадочных пород, содержащих этот минерал. Данные А. А. Лазаренко (1964) свидетельствуют о полимиктовом составе аллювия ряда речных систем Русской равнины.

Глинистый материал осадков и почв современных пойм в бореальном поясе Русской равнины и Западно-Сибирской низменности имеет смектит-гидрослюдистый состав. Различия минерального состава разных фаций аллювия и горизонтов почв количественные. Уменьшение смектита в верхних горизонтах почв по сравнению с нижележащими горизонтами не превышает 20%. Во многих случаях почвообразование не вызывает даже слабых вторичных перераспределений глинистых минералов.

Диagenетические процессы, судя по данным многих исследователей (Страхов, 1962; Лазаренко, 1964), вызывают профильное и латеральное перераспределение материала, уже имеющегося в осадке. Это приводит к вторичным, как правило, незначительным, концентрациям новообразованных карбонатов, в том числе сидерита и карбоната марганца, гидроокислов железа и марганца, закисно-окисных фосфатов железа, возможно, высокожелезистых смектитов. Эпигенетические процессы выветривания не изменяют коренным образом состав и признаки, полученные горной породой в сингенетическую-диагенетическую стадию литогенеза.

Очевидно, что принципиально аналогичные литогенетические явления были свойственны и эпохам климатических оптимумов плейстоцена. Это вытекает из исследований элювиальных корок на валунах гранитов, взятых из-под торфяника микулинского века в районе Тутаева, а также изучения глинистого компонента палеопочв Русской равнины в лессовых покровных отложениях (Величко и др., 1974).

СЕМИГУМИДНЫЙ СУБТРОПИЧЕСКО-ТРОПИЧЕСКИЙ (ЭКВАТОРИАЛЬНЫЙ) ЛИТОГЕНЕЗ

Рассматриваемый литогенетический процесс осуществляется в зонах листопадных, полувечнозеленых и вечнозеленых лесов при норме годовых осадков 600—2000 мм. Соотношение годовых осадков с испаряемостью и транспирацией обеспечивает лишь периодический промывной режим увлажнения элювиальной толщи. Площадь распространения описываемых литогенетических процессов огромна (фиг. 2), но они изучены весьма слабо.

Процессы выветривания и почвообразования в прото- и эпигенетические этапы литогенеза значительно интенсивнее, чем в бореальном литогенезе. Однако качественно эти процессы проявляются лишь в зоне интенсивного промачивания верхних горизонтов почво-элювиального профиля. Установлено (Зонн, Ли Чен-квей, 1961), что даже под субэкваториальным вечнозеленым лесом, где количество годовых осадков 1600 мм, нижняя граница этой зоны может находиться всего в 2—3 м от поверхности, но при выветривании трещиноватых пород, таких, как граниты, сланцы и т. п., граница опускается до 10 м и более. Вследствие такого разброса мощностей для кор выветривания семигумидных субтропически-тропических областей характерны как однозональные профили, состоящие только из почвенной зоны, так и двузональные с почвенной и сапролитовой зонами. Коры выветривания наследуют в основном механический состав осадочных материнских пород, а на скальных породах характеризуются дресвяно-глинистым, дресвяным или дресвяно-щербенчатым составом.

На примере почво-элювия Закавказья (Градусов, Черняховский, 1976) и Кубы показано, что минералообразование при выветривании сводится к трем основным механизмам: деградационной трансформации слоистых силикатов, растворению ряда породообразующих минералов и синтезу. В результате этого строение и состав коры выветривания, а следовательно, и продуктов ее жидкого и твердого стока, на породах, содержащих слоистые силикаты (зеленокаменно измененные эффузивы, слюдисто-хлоритовые сланцы, гнейсы и т. п.) и на породах, которые не содержат эти минералы, резко различны. В первом случае элювий образован в основном продуктами трансформационного изменения породообразующих минералов, во втором — растворения и синтеза.

Трансформации биотита сопровождаются в нижних горизонтах сапролитовой зоны коры выветривания формированием гидробиотитов. В приповерхностных горизонтах с увеличением агрессивности среды формируются смешанослойные образования с крупными блоками из пакетов смектитового типа и диоктаэдрическим характером заселения октаэдрических сеток. Хлориты и хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования зеленокаменно измененных эффузивных, а также осадочных пород в элювии замещаются смектитом.

Структурные изменения диоктаэдрических смектитов, которые можно было бы регистрировать с помощью рентгеновских методов, не были обнаружены. Таким образом, в зависимости от структуры слоистого силиката трансформационные процессы в коре выветривания отличаются друг от друга. Однако намечается тенденция к обогащению элювия диоктаэдрическим смектитовым компонентом.

Механизмы растворения в процессе формирования элювия, если не считать карбонатные породы, наиболее четко выявляются при разрушении базальтовых лав и их туфов, содержащих стекла. Полное или частичное растворение стекол, полевых шпатов, в первую очередь основных плагиоклазов, приводит к формированию вдоль системы трещин рыхлых желто-бурых элювиальных корок (мощностью 15—30 см) до глубины 1—2 м и более. Корки образованы комплексом остаточных ми-

нералов: корродированными полевыми шпатами, темноцветными и слоистыми силикатами. Новообразования обычно представлены рентгено-аморфными соединениями неопределенного состава, аллофаноидами и метатгаллуазитом (Градусов, Черняховский, 1976).

Пироксены и амфиболы достаточно устойчивы в почво-элювии. Пироксены частично разрушаются с образованием главным образом аморфных соединений железа лишь в верхних горизонтах почвы. В большинстве изученных природных обстановок освобождающееся при выветривании железо образует подвижные комплексные соединения с органическим веществом почвы и выносятся из элювиальной зоны.

Значительно реже, в областях, пограничных с аридным типом литогенеза, вследствие относительно малого количества продуцируемой в почве органики создаются условия, препятствующие мобилизации железа. На породах соответствующего состава при длительном развитии процесса здесь формируются сравнительно маломощные (до 3 м) красноцветные почво-элювиальные образования. Подобные почвы были, например, широко развиты в присредиземноморских районах в плейстоценовое время.

Наши исследования красноцветных почв Кубы показывают, что они развиты лишь в узкой полосе редколесий и кактусово-кустарниковой саванны, характеризующейся осенне-зимним максимумом годовых осадков с годовой нормой, близкой к 1000 мм. В районах с иными климатическими условиями красные почвы отсутствуют или имеют явно реликтовый характер.

Специфической особенностью почв является присутствие отчетливо выраженного карбонатно-иллювиального горизонта и наследование минералов материнского субстрата. Железистая пигментация обязана частично разрушению темноцветных минералов и серпентинитов. Оно приводит к появлению на крупных отдельностях выветривающейся породы, а также на валунах и гальках, в случае проявления процесса на аллювиальных или морских террасах разрыхленных корок мощностью 1—2 мм.

Наследование песчано-алевритового скелета и глинистых минералов материнского субстрата в элювии, развитом на осадочных песчано-глинистых породах, — характерная черта кор выветривания семигумидного субтропическо-тропического литогенетического процесса. Известны почвенно-элювиальные образования, содержащие глинистый материал разного состава: хлорит-сметит-гидрослюдистого (Центральное Закавказье), каолинит-сметитового с гетитом (Куба), смектит-пальгорскит-каолинитового (Южное и Восточное Присредиземноморье), смектитового (Куба, Центральный Индостан), каолинитового (Куба, Центральная Африка, Северная Австралия), каолинитового с гиббситом (Западная Африка) и т. п. (Градусов, 1975; Gradusov, 1974).

Конвергентность глинистого материала в семигумидных областях субтропическо-экваториального пояса выражена довольно слабо. Это сближает рассматриваемый литогенез с бореальным семигумидным литогенезом и принципиально отличает от гумидных субтропическо-тропических (экваториальных) литогенетических процессов.

В соответствии с отмеченными особенностями элювиального процесса химическая денудация, очевидно, минимальна при формировании элювия большей части осадочных пород вне зон активного вулканизма. Более заметна денудация при выветривании таких пород, как долериты, андезитобазальты, их туфы и пеплы. В зависимости от относительного содержания слоистых и неслоистых силикатов элювиальный процесс приводит соответственно к потере примерно 25 и 45% исходной массы материнской породы. При этом в элювии и продуктах его переотложения, так же как и в корах выветривания бореальных областей, накапли-

ваются преимущественно элементы меланократовой составляющей породы.

В соответствии с особенностями элювиального процесса общий эффект химической денудации и в этом случае невелик. По расчетам Н. А. Лисицыной (1975), он примерно такой же, как и в бореальной зоне.

Расходная часть баланса освобождающихся при выветривании элементов в зонах семигумидного субтропическо-тропического литогенеза, очевидно, существенно отличается от таковой в корах выветривания областей бореального литогенеза. Одну из основных причин этого мы видим в сравнительно большей мощности элювиальной зоны, где интенсивно разрушаются горные породы не только приповерхностных горизонтов, которые густо пронизаны корневой системой, но и размещенные в нижележащей толще. В последней имеются лишь якорные корни, поэтому основная часть тех химических элементов, которые освобождаются при полном или частичном разрушении минералов, минует биологический круговорот. Алюминий и железо, не будучи связаны в устойчивых растворимых органических комплексах, здесь малоподвижны и сравнительно быстро выпадают из растворов. Вследствие этого ниже зоны основной массы корней создаются условия для накопления кремния, алюминия и железа, а также, возможно, магния и кальция, что создает предпосылки для синтеза новых минеральных фаз.

Синтетические процессы минералообразования включают три частных вида в зависимости от состава и структуры первичных минералов, а также особенностей среды, в которой эти процессы происходят.

Первый вид синтетических процессов осуществляется при выветривании пород, богатых вулканическим стеклом и полевыми шпатами, в автоморфных ландшафтах, когда выносятся часть кремния и щелочноземельные катионы, а растворы достаточно концентрированы. Эти процессы, как и при бореальном литогенезе, ограничены областью распространения четвертичного и современного вулканизма. Продуктами синтетических процессов, как упоминалось выше, являются аллофаноподобные соединения переменного состава, галлуазиты и метагаллуазиты, в некоторых случаях имоголит. Количество новообразованного продукта (в основном рентгеноаморфного) — 10% от массы элювия, иногда 20—30%.

Второй вид синтетических процессов минералообразования, характерный для автоморфных, транзитных и подчиненных ландшафтов, происходит при изменении пород, обогащенных слоистыми алюмосиликатами. Здесь могут возникнуть такие условия, в частности это касается концентрации щелочноземельных элементов, которые приводят к синтезу в элювии и в подчиненных элементах ландшафта диоктаэдрического смектита и аллофаноидов сложного состава. Известны случаи метасоматического замещения смектитом каолиновых минералов (Куба). Нередко смектит ассоциирует с кальцитом (люблинитом).

Третий вид синтетических процессов осуществляется в профилях кор выветривания, развитых на осадочных породах кварц-каолинового и гетит-каолинит-гипсовитового состава. Здесь из-за высокой устойчивости минералов материнской породы мобилизуются очень небольшие количества элементов, главным образом из резерва плохоокристаллизованных и аморфных соединений, часть которых вовлекается в биологический круговорот и надолго удерживается в нем; из других элементов образуются небольшие количества главным образом аморфных соединений железа, алюминия и аллофанов с низким отношением $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$. При этом латеральное и профильное перераспределение материала минимально.

Как следует из рассмотренных материалов, при выветривании различных минералов (как механизмом деградационных трансформаций,

так и механизмом растворения) железо освобождается в незначительных количествах. При трансформациях этот элемент наследуется структурой смектитовых минералов. Железо, освобождающееся в небольшом количестве при разложении амфиболов, пироксенов и стекол, как правило, связано в сложных аллофаноподобных соединениях и смектите. Это свидетельствует о том, что в литогенетических процессах данного вида существенного разобщения алюминия и железа с кремнием еще не происходит. Поэтому типично широкое распространение элювия и осадков зеленоватой, серой, желтой или буроватой окрасок.

Реже в составе четвертичных отложений, формирующихся в условиях семигумидного литогенеза субтропиков и тропиков, развиты красные цветы. Материалы, полученные нами на Кубе, и литературные данные, сводка которых приведена Ж. Мило (1968), свидетельствуют о том, что одна группа красноцветов образуется вследствие разрушения и переотложения упомянутых выше красноцветных почв и, следовательно, целиком связана с литогенезом описываемого вида. Отличительная черта этих отложений — полимиктовый состав глинистого компонента и частое присутствие карбонатов. В другой группе красноцветных отложений источником материала являются продукты гумидного субтропическо-тропического литогенеза. Более подробно о них будет сказано ниже.

Исследование четвертичных отложений в субтропиках Восточного Закавказья и тропической Кубы, а также литературные данные по другим районам свидетельствуют о том, что основные признаки четвертичных отложений, подобно таковым на территориях бореального литогенеза, слагаются в сингенетическую стадию и определяются материалом областей мобилизации и генезисом отложений. Специфика проявления процессов гипергенного изменения материала в областях мобилизации обуславливает полимиктовость состава отложений. Это четко прослеживается, если рассмотреть близкие по возрасту отложения крупнорегиона с разными источниками сноса. Вместе с тем тенденция к накоплению в элювиальном процессе смектитов существенно влияет на состав формирующихся осадков, поскольку процессы механической дифференциации сопровождаются в этом случае дифференциацией по минеральному составу. Например, на Кубе на территориях, где развит данный литогенез, верхнеплейстоценовые грубозернистые аллювиальные отложения, образованные за счет переотложения регионально пропильтизированных эффузивных пород, имеют полимиктовый состав, но содержат пласты и линзы песчаных и слабопесчаных серо-зеленых смектитовых глин. Прибрежно-морские отложения этого возраста образованы в ряде районов серыми и зелеными глинистыми породами смектитового состава.

В условиях семигумидного субтропическо-тропического литогенеза, как уже упоминалось, в составе четвертичных отложений большую роль играют продукты переотложения, сформированные в более древние плейвиальные эпохи. Степень участия продуктов древнего гумидного литогенеза в формировании состава и облика более молодых четвертичных отложений весьма различна. В областях развития доплейстоценовых кор выветривания каолинового состава, например на о. Пинос (Куба), четвертичные отложения разного возраста и генезиса имеют кварц-каолиновый состав. Каолинит представлен совершенными разностями. В других случаях наблюдаются лишь фрагменты пород более древнего гумидного литогенеза. Так, в составе верхнеплейстоценового серого или палевого аллювия западных провинций острова Куба, в районах развития среднеплейстоценовых кор выветривания, нередко встречаются линзы песков, галечников и валуны, образованные железистыми бобовинами и желваками, заимствованными из покровов латеритов этих районов. Глинисто-алевритовый компонент в этих случаях представлен главным образом высокоустойчивыми минералами: диоктаэдрическими

гидрослюдами, смешанослойными слюда-смектитами, иногда с признаками упорядоченного чередования пакетов, с небольшим количеством каолинит-смектитов и гетита.

Весьма характерным продуктом рассматриваемого литогенеза, происхождение которого связывается с наследованием материала, образованного в более влажном климате, являются упомянутые выше красноцветные отложения, например красноцветы Восточной и Центральной Африки и Кубы.

По материалам В. В. Добровольского (1971), в красноцветных отложениях сухолесных и саванных ландшафтов Африки имеются хорошо окристаллизованные каолинит, гетит, а иногда и гиббсит, унаследованные от переотложенных древних кор выветривания.

Изложенное подтверждается литологическими исследованиями четвертичных отложений Кубы. Здесь материал пестроцветных кор выветривания гумидного литогенеза, осуществляющегося в нижнем — среднем плейстоцене, наследуется среднеплейстоценовыми отложениями аллювиального, делювиального и особенно прибрежно-морского происхождения, чем и обусловлены их красноцветные окраски. Наследуемый пигментирующий материал представлен аморфными соединениями железа и плохоокристаллизованным гетитом, а основная масса — аллофаноподобными веществами, несовершенным каолинитом и смешанослойным каолинит-смектитом (Градусов и др., 1976). В грубообломочной составляющей описываемых отложений нередко встречаются гальки и валуны, образованные плохоокристаллизованным гематитом, гетитом, реже гиббситом из материала верхних горизонтов более древних кор выветривания и сопряженных с ними латеритных покровов. В ряде случаев обогащение обломочным железистым материалом может достигнуть промышленных концентраций. Все перечисленные признаки из-за рассмотренных особенностей элювиального процесса долго сохраняются в осадочных породах, что подтверждается материалами настоящего сообщения по голоцен — верхнеплейстоценовым отложениям и почво-элювию террас на острове Куба, а также в субтропиках Талыш-Ленкоранского района в Восточном Закавказье (Градусов, Черняховский, 1976). За исключением локальных обстановок, связанных с эпигенетическим воздействием грунтовых вод, в красноцветных отложениях Кубы не заметны признаки латерального или профильного перераспределения глинистого материала и железистого пигмента. В связи с этим в красноцветах отсутствуют характерные для более древних кор выветривания пестрые окраски. С другой стороны, в почвенно-элювиальных образованиях на террасах, сложенных даже таким малоустойчивым материалом, как пески и галечники порфиритового состава, обнаружено лишь небольшое накопление аморфных соединений, возможно, присутствует смектит.

СОБСТВЕННО ГУМИДНЫЙ СУБТРОПИЧЕСКО-ТРОПИЧЕСКИЙ (ЭКВАТОРИАЛЬНЫЙ) ЛИТОГЕНЕЗ

Литогенетические процессы осуществляются в областях, где норма годовых осадков обеспечивает более или менее постоянный и глубокий промывной режим увлажнения элювиальной толщи. Для субтропического пояса минимальная норма составляет примерно 1400 мм, а для тропического — 1800—2000 мм. Площадь распространения данного литогенеза сравнительно небольшая (Алисов и др., 1952) и прослеживается на крайнем западе Африки, вдоль западного побережья Индостана, на восточном побережье Южной Америки и на островах Малайского архипелага. Гумидный субтропическо-тропический литогенез развит локально на наветренных склонах некоторых островов Тихого и Индийского океанов, Антильской дуги т. п., а также на Батумском побережье Аджарии (фиг. 2).

Одна из главнейших черт истории геологического развития областей гумидного литогенеза состоит в том, что на дневной поверхности большей части рассматриваемых территорий (таких, например, как равнина Конго) практически повсеместно распространены продукты предшествующих циклов выветривания, развивавшихся также в условиях гумидного климата (Страхов, 1962, 1971). Вследствие этого в материнских породах преобладают наиболее устойчивые в зоне гипергенеза минералы: кварц, каолинит, диоктаэдрические слюды, гетит, гиббсит.

Почвенно-элювиальные образования, развитые на неизменных предшествующими циклами выветривания породах, распространены значительно реже, лишь в тектонически активных, горных районах и в современных вулканических областях, например, на западном побережье Индостана, восточном Мадагаскаре, островах Малайского архипелага, Гавайях и т. п. К таким же образованиям, как упоминалось, относится почво-элювий на породах, происхождение которых связывается с приносом вещества из смежных областей, где развиты иные литогенетические процессы. Исследование подобных образований на примере почво-элювия плейстоцен-голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа показывает, что первично-генетические признаки и состав отложений, унаследованные от литогенеза иного вида, не сохраняются долгое время и в основном утрачиваются после первых 3—4 тысяч лет экспозиции.

Состав и мощность элювия, а также качественный и количественный состав жидкого и твердого стоков тесно связаны с особенностями материнских субстратов (Черняховский, 1974; Лисицына, 1975).

Выветривание пород, содержащих в качестве порообразующего компонента основные полевые шпаты, темноцветные минералы и стекла или минералы группы серпентина, сопровождается, в конце концов, полным растворением всех перечисленных минералов (Бейтс, 1964; Петров, 1967; Бугельский, Формель-Кортина, 1974; Черняховский, 1974; Градусов и др., 1976). В элювии, мощность которого обычно ограничена первыми метрами, синтезируются гиббсит в прожилках и порах, оставшихся после растворения плагиоклазов, и гетит на месте бывших выделений темноцветных минералов. В качестве промежуточной фазы в отдельных случаях отмечаются рентгеноаморфные соединения.

Принципиально аналогичен процесс выветривания серпентинитов (Градусов и др., 1976). В маломощных элювиальных корках серпентинитов сохраняются некоторое время минералы из группы серпентина и накапливается новообразованная фаза из плохоокристаллизованного гетита и рентгеноаморфных гидроокислов железа. Последние в конце концов дают начало сложному комплексу делювиально-пролювиальных отложений, которые кратко будут рассмотрены ниже.

Коры выветривания на породах разного генезиса, содержащих слоистые алюмосиликатные минералы типа слюд, хлоритов и смектитов, отличаются сложно построенным профилем и большой мощностью (иногда несколько десятков метров). В нижних горизонтах коры выветривания наследуют минералы материнского субстрата, в верхних горизонтах происходят основные преобразования. Здесь можно видеть две линии гипергенного минералообразования, прямо зависящие от интенсивности промывного режима в элювиальной зоне.

Первая линия минералообразования, очевидно, развита в наиболее влажных районах, где норма годовых осадков превышает 3000 мм. Согласно весьма скудным данным, она приводит к полному разрушению большинства слоистых алюмосиликатных минералов, таких, как триоктаэдрические слюды, хлориты и смектиты. В верхних горизонтах кор выветривания синтезируются плохоокристаллизованные минералы из группы каолинита, но в основном рентгеноаморфные алюможелезокремнистые соединения неопределенного состава. Количество последних в

элювии, судя по исследованию кор выветривания близкого типа на Кубе, превышает 50%.

Вторая линия минералообразования, наиболее характерная для современного плана развития природных обстановок, отличающихся меньшей нормой атмосферного увлажнения, приводит к появлению в растворах фрагментов структур упомянутых силикатов наряду с рентгеноаморфными соединениями, из которых затем образуются смешанослойные каолинит-сметиты (Черняховский и др., 1976).

Интенсивное разрушение железосодержащих породообразующих минералов, в частности слоистых алюмосиликатов, является причиной появления в верхних горизонтах коры выветривания и продуктах ее переротложения красных и пестрых окрасок.

При продолжительном развитии элювиального процесса или при наложении выветривания на продукты более древнего гумидного литогенеза прежде всего происходит очищение элювия от рентгеноаморфных соединений и плохоокристаллизованных минералов. Авторы назвали процесс очищения в ходе эволюции коры выветривания рафинированием (Черняховский, Градусов, 1976). Рафинирование способствует формированию пятнисто-обеленных и обеленных горизонтов, в которых накапливаются предельные формы продуктов выветривания — хорошо окристаллизованный каолинит, кварц, иногда гиббсит и диоктаэдрические гидрослюды. Исследования почво-элювиальных образований и четвертичных отложений бассейна р. Конго, островов Куба и Пинос показывают, что указанная ассоциация устойчива и сохраняется без существенного изменения даже при весьма длительной экспозиции. Изменения сводятся, очевидно, к сокращению количества слюд, прогрессивному удалению железистой пигментации и разрушению кварца с образованием порошковатых форм — маршалита.

Из изложенного следует, что элювиальный процесс гумидного литогенеза в большинстве случаев обеспечивает разобщение кремния, алюминия и железа в зоне гипергенеза, чем принципиально отличается от почвенно-элювиальных процессов рассмотренных выше субгумидных литогенезов. Надо сказать, что отмеченное разобщение не всегда реализуется в накоплении минералов из группы окислов-гидроокислов алюминия и железа. В наибольшей мере оно происходит при выветривании пород с каркасными и цепочечными минералами, вулканических стекол, а также магнезиальных силикатов (серпентинитов). В верхних горизонтах почво-элювия перечисленных пород полностью исчезает кремний, а железо и алюминий накапливаются в форме минералов и аморфных соединений типа гидроокислов. В транзитных и подчиненных ландшафтах начинается процесс абсолютного обогащения этими элементами продуктов ближнего переротложения коры выветривания — формируются горизонты цементации, корки и конкреции. Происхождение последних, очевидно, связано с мобилизацией алюминия и железа механизмом комплексобразования (Матвеева и др., 1975).

В наибольшей степени перечисленные явления характерны для областей современного и четвертичного вулканизма, где и встречаются многочисленные рудопоявления и промышленные месторождения гипергенных железистых руд и бокситов (Калугин, 1967).

Изучение действующей модели элювиального и склонового процесса во влажных горных ландшафтах тропической Кубы показывает, что при достаточно расчлененном рельефе рыхлый солифлюкционно-делювиальный материал, состоящий из шлама, формирующегося и разрушающегося элювия совместно с образующимися в нем конкрециями и обломками Al—Fe-корок, неизбежно вовлекается в механическую миграцию по склону и в конце концов попадает в русла временных и постоянных водотоков. Здесь происходит дальнейшая дифференциация обломочного материала по гранулометрическому составу и удельному весу, а также

вторичная цементация гидроокислами железа и алюминия. В результате в пролювиальных и аллювиальных отложениях появляются прослойки, линзы и горизонты, сложенные конгломератами с гальками и валунами алюможелезистого состава — бобово-обломочные железистые бокситы и железистые латериты.

При разрушении слоистых алюмосиликатов (со структурой типа 2 : 1; 2 : 2) разделение кремния, алюминия и железа осуществляется лишь частично, поскольку кремний и алюминий связываются во вторичные минеральные формы (каолинит). Можно предположить с достаточной долей вероятности, что железо и алюминий в этих случаях мобилизуются прежде всего из рентгеноаморфных элювиальных продуктов. В упомянутых выше, наиболее агрессивных обстановках гумидного субтропическо-тропического литогенеза, где разрушение слоистых алюмосиликатов сопровождается образованием в элювии большого количества рентгеноаморфных соединений, элювиально-склоновые процессы, вероятно, могут приводить к накоплению минералов из групп гидроокислов алюминия и железа и формированию в подчиненных ландшафтах рудных концентраций этих элементов в ассоциации с песчано-глинистыми отложениями каолинитового состава. Такие обстановки в настоящее время реализуются редко.

В менее агрессивных обстановках, наиболее характерных для преобладающей части территорий развития гумидных литогенетических процессов современного континентального блока, разрушение слоистых алюмосиликатов типа 2 : 1 и 2 : 2 сопровождается синтезом в верхних горизонтах коры выветривания минералов ряда каолинит-сметтит — несовершенный каолинит (Черняховский, Градусов, 1976), которые оказываются достаточно устойчивыми при дальнейшей гипергенной переработке. Возможность активной мобилизации осуществляется в этом случае лишь для железа, которое не входит в структуру каолиновых минералов и образует местные аккумуляции в верхних горизонтах почв и в подчиненных ландшафтах. Эти, широко известные железистые латериты и образования кирас, как правило, лишены накоплений минералов из группы гидроокислов алюминия или содержат их в резко подчиненном количестве.

Кварц-каолинитовые ассоциации древних кор выветривания и осадочных отложений содержат сравнительно небольшой резерв минералов, элементы которых способны к активной мобилизации. По этой причине последующие циклы гипергенного преобразования таких пород в условиях гумидного литогенеза сводятся к рафинированию, процессам механической эрозии и вторичным накоплениям глинистых и песчано-глинистых продуктов кварц-каолинитового состава. Как правило, каолинитовая составляющая в таких отложениях характеризуется высокой степенью совершенства кристаллической структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщения, приведенные в литературе по палеогеографии суши, в том числе по палеоклиматологии (Страхов, 1962, 1971; Вахромеев, 1957; Проблемы палеоклиматологии, 1968), показывают, что в заключительной части фанерозоя собственно гумидный субтропическо-тропический литогенез имел, вероятно, те же черты, что и в настоящее время. Оставалось неизменным, по крайней мере с триаса, и расположение площади с этим литогенезом относительно плоскости экватора (Страхов, 1962, 1971). Изменялась главным образом география рассматриваемого литогенеза, что сказалось в сокращении ареалов развития собственно гумидных литогенетических процессов.

Гораздо сложнее история литогенеза, развивавшегося в более высоких широтах, в условиях «ослабленного» тропического (экваториально-

го) климата. Начиная, по-видимому, с олигоцена, наблюдаются две тенденции эволюции географической среды: нарастание аридизации климатических условий в приэкваториальной полосе, чему соответствовало разрастание площади семигумидного субтропическо-тропического (экваториального) литогенеза, и похолодание с сопровождавшим его обособлением бореального климата в том примерно виде, каком он нам известен сейчас.

В соответствии с отмеченными тенденциями изменений географической среды сейчас на суше мало (около 5%) территорий с собственно гумидным литогенезом. На долю обстановок с этим литогенезом приходится лишь 10% от общей площади, на которой осуществляются гумидные литогенетические процессы. Особенно широко распространены процессы и продукты семигумидного субтропическо-тропического (экваториального) литогенеза — около 30% суши и 55% от площади гумидных областей. Бореальный литогенез занимает около 20% от площади суши и 35% от площади гумидных областей (см. фиг. 2).

Мы видим, что каждый из рассмотренных литогенетических процессов развивается в только ему присущих условиях, образует крупные самостоятельные ареалы, имеет специфическую историю становления и, наконец, характеризуется особыми вторичными образованиями. Особенно значительные различия между процессами, происходящими в условиях бореального и семигумидного субтропическо-тропического климата, и процессами, имеющими место в собственно гумидных субтропическо-тропических (экваториальных) обстановках.

Различия вторичных продуктов бореального и семигумидного субтропическо-тропического литогенеза носят скорее количественный характер. Для территорий с бореальным литогенезом невозможно указать какой-либо глинистый минерал как типичный продукт выветривания — настолько слабо здесь выражены физико-химические и химические процессы. В основе почво-элювиальных образований и осадков — признаки, заложенные в прогенетическую стадию литогенеза.

Собственно гумидный литогенез отличает от литогенетических процессов семигумидных климатических обстановок следующее: интенсивное изменение глинистых минералов со слюдисто-сметкитовой структурой и образование горизонтов и зон, в которых минералы с каолинит-сметкитовой смешанослойной структурой являются породообразующими. В семигумидных ландшафтах замещение гидрослюд, хлорит-сметкитов и сметкитов каолинит-сметкитовыми образованиями или не происходит или столь ограничено, что при этом не формируются горизонты и зоны, в которых эти образования являлись бы породообразующими компонентами. Иными словами, естественная граница между семигумидными и собственно гумидными литогенетическими процессами отражает разную историю двух основных структурных групп глинистых минералов. Все это приводит нас к необходимости выделить среди гумидных литогенетических процессов в границах, определенных Н. М. Страховым на площади современного континентального блока, два особых типа литогенеза: семигумидный с бореальным и субтропическо-тропическим (экваториальным) видами и собственно гумидный.

Несмотря на своеобразные черты литогенез современных вулканических областей обнаруживает четкую зависимость от климатических условий. В почво-элювии вулканических областей бореального пояса вторичные продукты представлены аморфными соединениями и в небольшой мере аллофанами и галлуазитом. Напротив, в условиях влажных субтропиков и тропиков сравнительно быстро образуются галлуазит и метагаллуазит, гиббсит и минералы группы окислов — гидроокислов железа. В связи с этим литогенетические процессы вулканических областей должны быть рассмотрены на уровне групп в пределах каждого из типов литогенеза.

Особое значение для понимания литогенеза вообще, морского и океанического, в частности, имеют своеобразные черты процессов и продуктов в семигумидном субтропическо-тропическом, а также бореальном литогенезе. Это определяется как их широким распространением в пределах современного континентального блока, так и отсутствием в литературе систематических исследований по выяснению их специфики.

Перестройка климатических условий и соотношений между отдельными литогенетическими процессами в плейстоцене сопровождалась материковым оледенением и связанными с ним гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, что способствовало усилению денудации и аккумуляции на территориях при резких изменениях базисов эрозии. Это обстоятельство, а также экзарационная и аккумулятивная работа ледников и континентального литогенеза приледниковых территорий, в частности формирование флювиогляциальных покровных отложений, обновили поверхности на большей части площади в высоких и средних широтах.

Появление в областях мобилизации относительно свежих пород, широкое развитие бореальных и субгумидных литогенетических процессов, а также глубокие эрозионные врезы (в том числе и обусловленные гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана), превышавшие мощность почвенно-элювиальных образований, привели к тому, что большая часть континентального блока в плейстоцене и голоцене стала поставщиком свежего материала. Глинистая его компонента состоит преимущественно из хлоритов и гидрослюд, а смектитовая фаза представлена пакетом в составе смешанослойных образований (Gradusov, 1974). Структурная основа перечисленных минералов заложена в древних циклах литогенетических процессов и отражает в конечном счете длительную эволюцию вещественного состава континентальной коры, которая была недавно обсуждена В. Н. Холодовым (1975).

Отражения предшествующих циклов литогенеза — характерная черта литогенетических процессов современного континентального блока. В зависимости от палеогеографии конкретных областей отражения были разными, в частности, они могли относиться к продуктам литогенеза другого типа. В настоящее время бореальный литогенез на значительных территориях наследует продукты плейстоценового ледового (через него и более древнего) литогенеза, семигумидный литогенез субтропическо-тропического пояса — продукты литогенеза собственно гумидного типа.

В то же время на большей части площадей гумидного литогенеза материнские субстраты уже накопили в течение третичного и, возможно, более длительного периода продукты (каолинит и т. п.), которые реально не способны к дальнейшим преобразованиям. Наличие хорошо окристаллизованных каолинитов в этих условиях указывает на длительность эволюции и многократную повторяемость литогенетических процессов гумидного типа на данной территории, так как в современном почвенно-элювиальном чехле на изверженных продуктах каолинит, тем более совершенный, не накапливается (Черняховский, Градусов, 1976).

Важно отметить, что в связи с широким распространением кварц-каолинитовых субстратов на площади гумидного литогенеза масса мобилизуемых в почво-элювии элементов невелика. Из этого следует, что в настоящее время большая часть площади с этим типом литогенеза неблагоприятна для накопления бокситов. Современные накопления латеритов и бокситов можно локализовать достаточно определенно — это подчиненные ландшафты, в которых происходит аккумуляция продуктов почвенно-элювиальных процессов на свежих, преимущественно не содержащих слоистых силикатов породах. Бокситы и латериты тяготеют к выходам на дневную поверхность пород, которые не подвергались ранее выветриванию, что наблюдается главным образом в областях современного и плейстоценового вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. ч. I, II, Л., Гидрометеоиздат, 1952.
- Базилевич Н. Я., Родин Л. Е., Розов Н. Н. Географические аспекты изучения биологической продуктивности. Л., 1970.
- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита на Гавайских островах.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортиня Ф. О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе. Кора выветривания, вып. 14. М., «Наука», 1974.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11.
- Величко А. А., Градусов Б. П., Морозова Т. Д., Чижикова Н. П., Болуховский В. Ф. Глинистые минералы в лёссах и погребенных почвах левобережья среднего Днепра. Докл. АН СССР, 1974, т. 217, 2.
- Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. К 75-летию акад. Н. М. Страхова. «Наука», М., 1975.
- Градусов Б. П., Черняховский А. Г. Плейстоцен-голоценовые коры выветривания Центрального и Восточного Закавказья. Кора выветривания, вып. 15. М., «Наука», 1976.
- Градусов Б. П., Пеньяльвер Л., Черняховский А. Г. Латериты Кубы.— В сб.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы, М., «Наука», 1976.
- Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР, «Мысль», М., 1969.
- Добровольский В. В. Коры выветривания Восточной Африки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, 12.
- Зонн С. В., Ли Чен-квей. К познанию водного режима тропических лесных почв.— Почвоведение, 1961, № 7.
- Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклиналиных областей.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 1.
- Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны. М., «Наука», 1964.
- Лисицына Н. А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания разных климатических зон.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. К 75-летию акад. Н. М. Страхова, М., «Наука», 1975.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (образование и перенос).— Зап. Всес. геогр. о-ва, 1952, № 4.
- Матвеева Л. А., Соколова Е. И., Рождественская З. С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М., «Наука», 1975.
- Мило Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Наука», 1967.
- Проблемы палеоклиматологии. Труды симпозиума под ред. А. Э. Нейрно. М., «Мир», 1968.
- Симанович Н. И., Курочкина А. А., Галковская Г. Ф., Штеренберг Л. Е. Глинистые минералы в осадках Онежского озера.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, 6.
- Соколов И. А. Вулканизм и почвообразование. М., «Наука», 1973.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. I, 1962.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука», 1971.
- Холодов В. Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. К 75-летию акад. Н. М. Страхова. М., «Наука», 1975.
- Черняховский А. Г. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса. Кора выветривания, вып. 14. М., «Наука», 1974.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В. Генезис каолинит-смектитов в корях выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Шанцер Е. В. Очерки генетических типов континентальных отложений. М., «Наука», 1966.
- Gradusov B. P. A tentative study of clay mineral distribution in soils of the World.— Geoderma, 1974, v. 12.

Геологический институт АН СССР
Почвенный институт им. В. В. Докучаева,
Москва

Дата поступления
30.I.1976

**О ПОСТУПЛЕНИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ
ОСНОВНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛА**

Л. А. ВЫХРИСТЮК

Приводятся сведения о количестве железа, фосфора, марганца, органического углерода, поступающих с речным стоком в Байкал и об их содержании в поверхностном слое донных отложений. Определена роль кластофильных и биогенных элементов в илообразовательных процессах. Установлено, что на долю первых приходится 5,4, вторых — 14,3% от общего количества материала, поступающего в Байкал. Наиболее высока доля аутигенных минералов кремнезема (12%), что привело к образованию в Байкале диатомовых илов. Отмечена неоднородность площадного распределения Fe, P, Mn, SiO_{2аут} и C_{орг} и выявлены причины ее.

Байкал как область седиментации находится в весьма сложных условиях. Резко континентальный климат с умеренной увлажненностью, разнообразие питающих провинций, сейсмичность района наряду со сложным рельефом дна озера, большими его глубинами, малой минерализацией воды, низкими температурами водной толщи и олиготрофностью водоема определяют особенности поступления, разноса и отложения взвешенного материала, различия в процессах осадкообразования на отдельных участках дна.

Общий твердый сток притоков Байкала составляет в среднем 4313,8 тыс. т в год (Вотинцев, 1967). Расход взвешенного вещества осуществляется через р. Ангару и равен, по данным Л. М. Князевой (1954), 1 493 230 т в год. Эта цифра вызывает некоторое сомнение, поскольку рассчитана на основании косвенных материалов. Впервые натурные исследования взвешенного вещества в водной толще Байкала были выполнены Е. Н. Тарасовой в 1968 и 1969 годах (Тарасова, 1972). С учетом данных этого автора по средневзвешенному содержанию взвесей (0,5 г/м³) на станции, расположенной в 12,5 км от мыса Половинный (Южный Байкал), нами было определено, что вынос твердого материала р. Ангарой составляет 307,5 тыс. т в год, т. е. примерно в 5 раз меньше, чем по данным Л. М. Князевой (1954). Практически весь внесенный в озеро обломочный материал оседает на дно. Роль отдельных притоков в доставке взвешенного вещества в Байкал различна. Так, ежегодно р. Селенга вносит взвесей в среднем (в тыс. т) 2661,2, р. Верхняя Ангара — 396,4, р. Баргузин — 146, р. Утулик — 13,9 и р. Снежная — 4,1 (Вотинцев и др., 1965). Это обусловлено разной водностью рек и различной мощностью источников их питания в отдельных районах осадочным материалом. По механическому составу (табл. 1) взвесь, поступающая в Байкал, мелкоалевритовая и алеврито-глинистая (Иванов, 1958; Власова, 1973).

Средние содержания химических компонентов во взвеси рек приведены в табл. 2.

Таблица 1
Гранулометрический состав взвеси р. Селенги у разъезда
Мостового *

Фракция, мм	Содержание, %	Фракция, мм	Содержание, %
0,5—0,25	8,06	1—0,5	0,7
0,25—0,05	25,8	0,5—0,25	14,7
0,05—0,01	30,6	0,25—0,1	30,2
<0,01	34,1	0,1—0,05	54,1
		<0,05	

* Левая колонка — по И. Н. Иванову (1958), правая — по Л. К. Власовой (1973).

Таблица 2
Экстремальные и средние содержания (%) химических компонентов
во взвешенных наносах рек по 17 образцам *

Компонент	Пределы колебания	Среднее	Компонент	Пределы колебания	Среднее
Fe	3,30—7,50	4,78	Ca	1,13—6,30	2,82
P	0,089—0,23	0,13	Mg	0,40—2,64	1,42
Mn	0,044—0,116	0,067	Ti	0,82—2,07	1,65
C _{орг}	0,63—6,46	2,92	R ₂ O ₃	15,10—25,75	20,34
SiO ₂ (сили- катн.)	42,88—66,92	52,25			

* Взвесь собрана Г. И. Патрикеевой. Анализы выполнены автором.

Таблица 3
Среднегодовое количество химических веществ, поступающих
в Байкал

Компонент	Растворенное вещество	Взвешенное вещество	Всего
	тыс. т/год		
Fe	28,9*	206,2 (87,4) ***	235,1
P	0,8	5,6 (87,5)	6,4
Mn	—**	3,3 (7)	3,3
C _{орг}	167,0	125,0 (43,1)	292,0

* По К. К. Вотинцеву и др. (1965). Данные приведены с учетом стока р. Ангары. ** Нет данных. *** В скобках — содержание химических компонентов во взвесах по отношению к их общему количеству, %.

Таблица 4
Количество органического углерода и аутигенного кремнезема
в поверхностном слое осадков

Компонент	Поступило в осадки		Определено в осадках	
	тыс. т/год	г/м ²	г/м ²	от поступления, %
C _{орг}	126	4,0	1,5	37,5
SiO ₂ аут	495	15,1	12,6	83,5

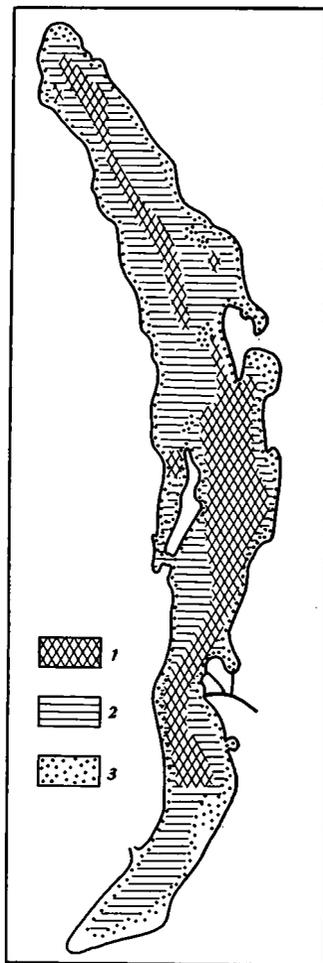
О количестве растворенных веществ, вносимых жидким стоком в Байкал, о соотношении их величин с содержанием химических компонентов, поступивших со взвесями, дает представление табл. 3.

Осаждение и захоронение кластического и растворенного материалов, поступивших в течение года в водоем, может продолжаться длительное время. Но в практически замкнутом водоеме, каким является Байкал, на дно осаждается все, что было в него внесено за год. При условии, что осадочный материал осаждается равномерно по площади дна озера, ежегодно в донные отложения на 1 м^2 поступает $7,48 \text{ г Fe}$, $0,18 \text{ г P}$ и $0,098 \text{ г Mn}$, т. е. доля (5,4%) этих компонентов в общем балансе обломочного материала невелика. В захороненном состоянии обнаружено $3,05 \text{ Fe}$, $0,09 \text{ P}$ и $0,057 \text{ г/м}^2 \text{ Mn}$, что составляет соответственно 40,7, 50,0 и 54,0% от годового поступления этих элементов в Байкал.

Более существенная роль (14,3%) в илообразовательных процессах принадлежит биогенным элементам — органическому веществу и аутигенному кремнезему (табл. 4). В действительности, поступление и распределение по площади дна обломочного и растворенного материалов неравномерно и определяется в первую очередь характером питающих провинций на отдельных участках Байкала, геоморфологией дна, гидродинамическим режимом и биопродуктивностью водных масс.

Темпы осадконакопления в различных районах Байкала неодинаковы. Согласно расчетам К. К. Вотинцева (Вотинцев и др., 1965), проведенным по величинам твердого стока р. Селенги, скорость осадконакопления в районе Селенгинского мелководья (придельтовая зона) составляет $5,2 \text{ м}$ в 1000 лет, причем основная масса осадочного материала осаждается вблизи от источника питания, по мере же удаления от него скорость осадконакопления падает. В центральной глубоководной области озера общая скорость осадконакопления равна, по К. К. Вотинцеву, $4,17 \text{ см}$, а по И. Б. Мизандронцеву (Мизандронцев и др., 1973), $16,0 \text{ см}$ в 1000 лет, т. е. темп накопления осадочного материала в центральной котловине ниже в 30—100 раз, нежели в придельтовых участках. Различна скорость осадкообразования и в отдельных котловинах.

Размещение терригенного материала и некоторых химических компонентов представлено на фиг. 1—3. Обращает на себя внимание тонкозернистость байкальских осадков, кото-



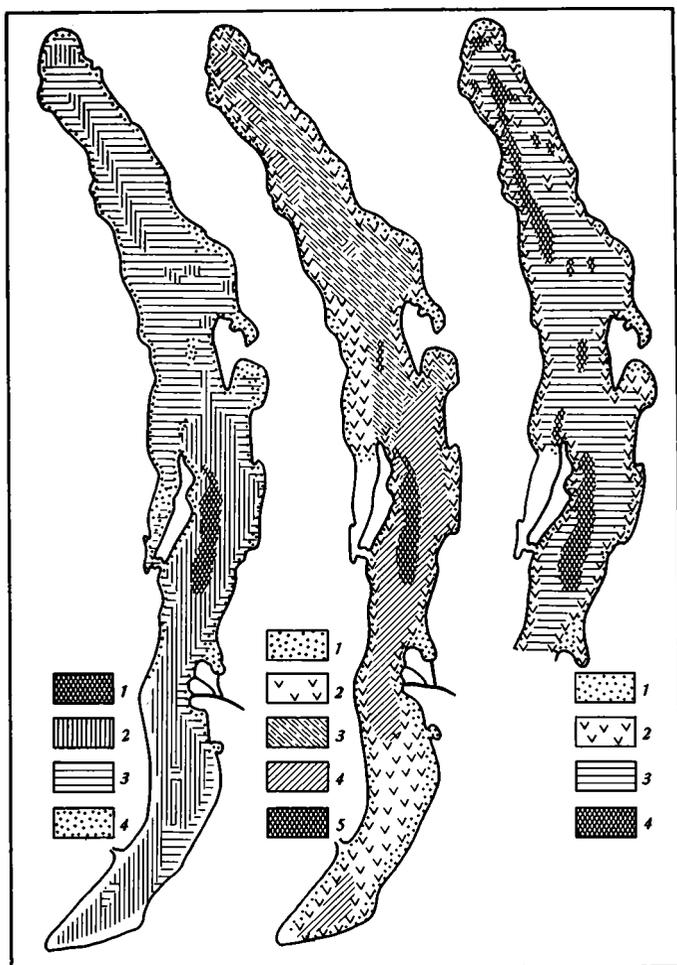
Фиг. 1. Распределение фракции $<0,01 \text{ мм}$ в поверхностном слое донных отложений, %

1 — меньше 30; 2 — 30—50;
3 — больше 50

рая обусловлена не столько степенью сортированности частиц, сколько тонкозернистостью речных выносов. От берегов к центральной части озера наблюдается постепенная смена крупного обломочного материала более тонким: грубообломочные образования сменяются песками, затем крупноалевритовыми илами; в глубоководной зоне развиты мелкоалевритовые и глинистые илы. Эта общая схема распределения осадков по дну водоема нарушается рядом особенностей, из которых в первую очередь следует отметить следующие: а) значительное расширение полосы

песчаного материала в приустьевых участках рек; б) отсутствие современных осадков на крутых склонах, что может быть вызвано смещением тонкозернистого материала под воздействием силы тяжести, под действием придонных течений и вследствие сейсмических причин; в) проникновение песка на большие глубины (1000—1200 м) в районах с крутыми склонами и узкой литоралью.

Почти во всех исследованных монолитах донных отложений верхняя часть колонки мощностью 1—5 см состоит из очень жидкого бурого ила

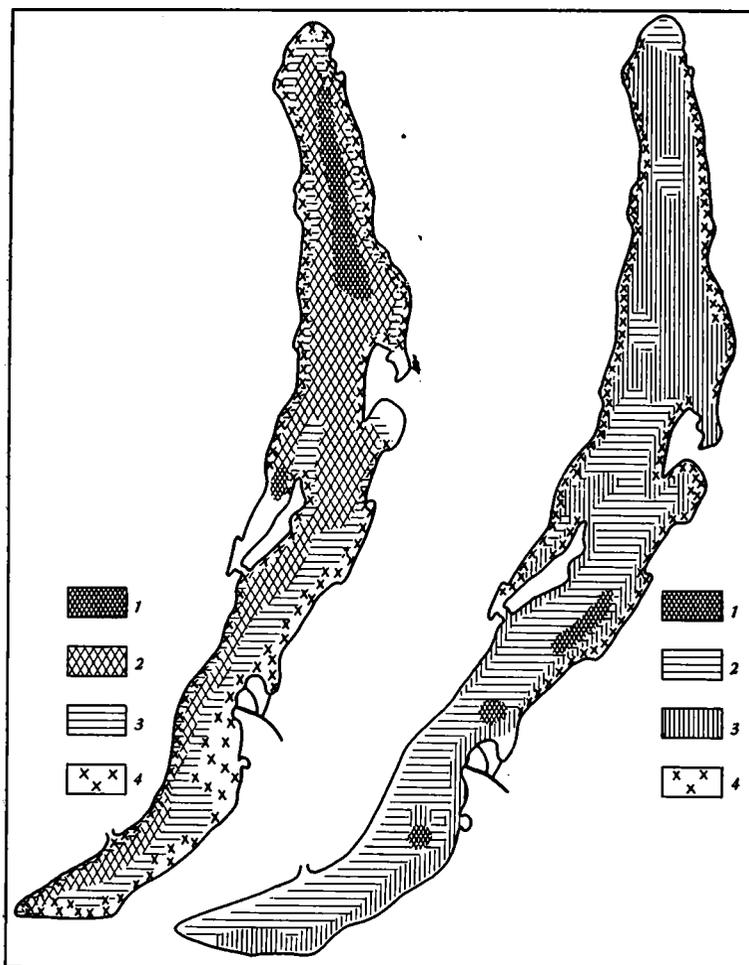


Фиг. 2. Распределение валового железа (слева), фосфора (в центре) и марганца (справа) в поверхностном слое донных отложений, %

Fe — 1 — меньше 3; 2 — от 3 до 5; 3 — от 5 до 7; 4 — 7—10; P — 1 — меньше 0,05; 2 — от 0,05 до 0,10; 3 — от 0,10 до 0,20; 4 — от 0,20 до 0,40; 5 — больше 0,40; Mn — 1 — меньше 0,05; 2 — от 0,05 до 0,125; 3 — от 0,125 до 0,50; 4 — более 0,50

с уплотненными участками в виде корочек (железистомарганцевые конкреции), который сменяется иногда довольно жидким, но быстро уплотняющимся книзу илом светло- или темно-серым с голубоватыми или зеленоватыми оттенками. Нижняя половина колонки часто сложена переслаиванием песков и плотных глин разной мощности, отнесенными предположительно к «добайкальским» осадкам (Голдырев, Выхристюк,

1968; Голдырев и др., 1975). Иногда эта картина несколько меняется. Так, в колонках придельтовых участков донные отложения характеризуются более частым чередованием слоев разных типов осадков и поглубинением гранулометрического состава. В глубоководных районах Байкала в исследованной толще преобладает тонкий пелитовый материал. Во многих колонках байкальских отложений встречаются скопления аморфного кремнезема, что придает осадку белесый цвет и большую пористость.



Фиг. 3. Распределение аутигенного кремнезема (слева) и органического углерода (справа) в поверхностном слое донного отложения, %
 $\text{SiO}_2 \text{ аут}$ — 1 — $35 \div 50$; 2 — $20 \div 35$; 3 — $10 \div 20$; 4 — $0,5 \div 10,0$; $\text{C}_{\text{орг}}$ —
 1 — более 2,5; 2 — $1,5 \div 2,5$; 3 — $0,5 \div 1,5$; 4 — менее 0,5

Зеленоватые и ярко-синие прослои и пятна вивианита присутствуют главным образом вблизи от окислительно-восстановительной границы и в восстановительной зоне. Наиболее часто наблюдаются черные включения гидротроилита. Отдельные его пятна и прослои достигают 1,0, иногда 1,5 см. Обычно эти включения лишены четких границ. Подобные образования встречены в осадках Тихого океана (Остроумов, Шилов, 1958; Остроумов, Фомина, 1960), Черного моря (Страхов, 1963) и в органических отложениях некоторых американских озер (Vallentyne, Swabey, 1955).

Столь разнообразное распределение отдельных типов донных отложений по площади дна озера и в вертикальном разрезе свидетельствует о весьма сложной седиментационной обстановке в Байкале.

Обратимся к анализу накопления и размещения химических компонентов осадка. Распределение железа, фосфора и марганца определяется гидродинамическим режимом водоема и механической дифференциацией. Содержание органического вещества и аутигенного кремнезема на отдельных участках дна контролируется в первую очередь биогенным фактором (Голдырев, Выхристюк, 1968; Выхристюк, 1975, 2). Немаловажное значение в распределении обеих групп химических компонентов принадлежит таким факторам, как рельеф дна, глубина бассейна, темп осадконакопления и степени разбавления терригенным материалом.

Железо, фосфор, марганец¹. Зона высоких концентраций этих компонентов ($Fe - 5-7$; $P - 0,10-0,40$; $Mn - 0,125-0,50\%$) занимает практически всю площадь дна Байкала. Только узкая полоса вдоль берегов представлена осадками, содержащими минимальные количества этих элементов: $Fe < 3\%$, $P < 0,05\%$, $Mn < 0,5\%$. Участки с максимальными концентрациями Fe ($7-10\%$), P ($> 0,40\%$), Mn ($> 0,50\%$) приурочены к глубоководной части Среднего Байкала, к области развития глинисто-диатомовых илов (фиг. 2). Экстремальные и средние значения концентраций Fe , P , Mn в поверхностном слое осадков разных участков Байкала, представленные в табл. 5, убедительно свидетельствуют о нарастании количества каждого из элементов от песков к глинистым илам.

В толще отложений концентрации валового Fe , P , Mn преферпевают некоторые колебания, сохраняя тенденцию к уменьшению по колонке сверху вниз. Неравномерность распределения названных компонентов по колонке возможна за счет миграционной способности в стадии раннего диагенеза. Л. М. Князева (1954) и Г. С. Голдырев (1972) указывают, что в осадках Байкала широко и ярко проявляются диагенетические перемещения Fe , P , Mn , в результате чего возникают многочисленные формы их вторичных концентраций. В зоне окисления железо и марганец представлены в основном высшими их окислами, что придает осадку коричневую, буроватую и черную окраски. Характер концентраций Fe , P и Mn в этой зоне различен. Иногда это равномерное их распределение в окислительной пленке без заметных, обособленных скоплений, так называемый пелоген — буроватый, очень жидкий слой ила. В других случаях обнаружены на поверхности осадка и под слоем пелогена железисто-марганцевые конкреции, иногда довольно плотные и сильно сцементированные. «Для восстановительной зоны байкальских илов характерны закисные соединения Fe , Mn , окрашивающие осадок в темно-серый до черного, синеватый и зеленоватый цвета. Иногда выделения Fe , P , Mn довольно равномерно распределяются внутри восстановительной зоны, но чаще они образуют местные скопления. Минералогически они слагаются гидротроилитом $FeS \cdot nH_2O$, пиритом и вивианитом» (Князева, 1954, стр. 213).

Аморфный кремнезем — важнейший компонент современных отложений Байкала. Большая часть ($80-90\%$) дна озера покрыта осадками, содержащими свыше 10% аутигенного кремнезема (фиг. 3). Широко развиты кремнистые отложения и в толще байкальских осадков.

Основным источником аутигенного кремнезема в байкальских осадках является диатомовый планктон. Микроскопические исследования поверхностного слоя донных отложений Южного Байкала (Князева, 1954), Малого моря (Кожова, 1959), Селенгинского мелководья (Поповская, 1971), Северного Байкала (Черняева, 1970) выявили в осадках этих районов наличие в основном планктонных диатомовых водорослей.

¹ Схемы распределения пелитовой фракции, железа и фосфора составлены с использованием материалов Л. М. Князевой (1954) и Г. И. Патрикеевой (1959).

Экстремальные и средние концентрации железа, фосфора и

Район	Пески			Крупные алевриты		
	Fe	P	Mn	Fe	P	Mn
Северный Байкал	0,56—6,02 (2,44)*	0,03—0,14 (0,07)	0,004—0,352 (0,045)	1,48—6,44 (3,68)	0,01—0,15 (0,09)	0,010—0,462 (0,119)
Средний Байкал	0,56—5,60 (1,98)	0,03—0,16 (0,06)	0,001—0,528 (0,071)	1,96—5,64 (3,65)	0,05—0,21 (0,09)	0,020—0,649 (0,232)
Южный Байкал (Князева, 1954)	1,84—4,58 (3,08)	0,046—0,114 (0,06)	0,041—0,055 (0,051)	2,91—4,86 (3,33)	0,040—0,090 (0,07)	0,043—0,055 (0,052)
Малое Море (Патрикеева, 1959)	0,60—3,63 (1,81)	0,021—0,082 (0,05)	0,013—0,049 (0,033)	1,54—3,97 (2,79)	0,060—0,078 (0,07)	0,031—0,065 (0,059)
Селенгинское мелководье	0,70—2,94 (1,78)	0,04—0,01 (0,07)	0,021—0,069 (0,049)	2,10—4,62 (3,29)	0,06—0,12 (0,09)	0,043—0,070 (0,051)
Баргузинский залив	0,28—3,70 (2,22)	0,03—0,25 (0,11)	0,013—0,092 (0,046)	—	—	—
Чивыркуйский залив	0,48—4,20 (2,13)	0,03—0,13 (0,07)	0,010—0,091 (0,049)	1,40—2,74 (1,92)	0,04—0,12 (0,08)	0,026—0,054 (0,040)
Залив Провал	1,40—1,96 (1,68)	0,05—0,06 (0,07)	0,013—0,017 (0,015)	1,52—2,10 (1,81)	0,07—0,08 (0,08)	—
Залив Лиственничный	3,36—4,34 (3,67)	0,079—0,145 (0,06)	0,003—0,022 (0,015)	3,08—5,62 (4,42)	0,06—0,187 (0,06)	0,007—0,050 (0,021)

* В скобках — средние значения.

Бентосные формы при накоплении аутигенного кремнезема в осадках имеют подчиненное значение. В донных отложениях Малого Моря соотношение планктонных и бентосных водорослей равно 24 : 1, на Селенгинском мелководье бентосные формы составляют не более 11% от количества диатомовых. Из наиболее часто встречающихся в осадках бентических водорослей отмечены виды рода *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Diplonies*.

В небольшом количестве по сравнению с панцирями диатомовых в прибрежных грунтах встречены спикулы губок. По данным Г. Г. Мартинсона (1948), наиболее распространены спикулы губок семейства *Lubomirskiidae* из родов *Lubomirskia* и *Baicalospongia*.

Таблица 6

Среднее содержание органического углерода и аутигенного кремнезема в поверхностном слое донных отложений Байкала, %

Район	Пески		Крупные алевриты		Мелкие алевриты		Глинистые илы		Диатомовые илы	
	C _{орг}	SiO _{2аут}								
Малое море (Патрикеева, 1959)	0,51	2,84	0,87	9,16	—	—	—	—	1,47	33,41
Селенгинское мелководье	0,73	2,66	1,47	3,29	1,96	11,63	2,41	14,18	2,19	—
Залив Лиственничный	0,74	—	1,25	—	1,36	—	—	—	—	—
Среднее для Байкала	0,65	0,96	1,65	1,85	1,81	25,91	2,49	11,81	—	—

В донных отложениях Байкала видовое разнообразие диатомовых водорослей по сравнению с водной толщей значительно обеднено, что объясняется растворением створок тонкопанцирных форм (Кожова, 1959; Поповская, 1971). Концентрация SiO_{2аут} на отдельных участках различна (табл. 6, фиг. 3)². В грунтах периферической части озера содержа-

² Определение аутигенного кремнезема в осадках глубоководной части Северного и Среднего Байкала выполнено ст. инженером Ф. И. Лазо.

марганца в поверхностном слое донных отложений, %

Мелкие алевриты			Глинистые илы			Диатомовые илы		
Fe	P	Mn	Fe	P	Mn	Fe	P	Mn
2,24—8,12 (4,22)	0,03—0,49 (0,14)	0,011—0,748 (0,328)	3,22—7,00 (4,82)	0,07—0,31 (0,18)	0,018—0,707 (0,450)	—	—	—
2,74—7,70 (4,18)	0,03—0,58 (0,15)	0,018—0,638 (0,258)	2,91—10,64 (5,18)	0,09—0,93 (0,25)	0,021—0,704 (0,338)	—	—	—
3,43—6,04 (4,66)	0,043—0,135 (0,08)	0,08—0,125 (0,086)	3,61—5,44 (4,88)	0,037—0,12 (0,09)	—	2,15—5,53 (4,35)	0,046—0,92 (0,14)	0,008—0,125 (0,101)
—	—	—	—	—	—	1,78—3,16 (4,09)	0,070—0,107 (0,10)	0,047—0,059 (0,077)
3,02—4,62 (4,16)	0,07—0,18 (0,12)	0,056—0,170 (0,080)	4,26—5,76 (4,96)	0,10—0,23 (0,17)	0,074—0,178 (0,121)	3,50—5,32 (4,13)	0,06—0,13 (0,11)	0,067—0,158 (0,090)
0,20—4,20 (3,30)	0,14—0,21 (0,17)	0,043—0,145 (0,085)	3,08—4,62 (3,98)	0,07—0,24 (0,15)	0,028—0,231 (0,121)	—	—	—
1,12—5,10 (3,43)	0,04—0,28 (0,12)	0,039—0,165 (0,100)	—	—	—	—	—	—
2,80—4,62 (3,50)	0,09—0,11 (0,10)	0,052—0,099 (0,056)	—	—	—	—	—	—
3,08—6,44 (4,47)	0,12—0,138 (0,06)	0,010—0,034 (0,020)	—	—	—	—	—	—

ние аутигенного кремнезема 0,5—10%. В центральных глубоководных областях Южного и Среднего Байкала развиты мелкоалевритовые и глинистые отложения с содержанием SiO_2 аут 10—20%. В Северном Байкале такие отложения распространены вдоль берега в виде узкой полосы. Большая же часть донных отложений Северной котловины содержит 24—35% SiO_2 аут. В Средней и Северной котловинах площадь, занятая осадками, содержащими >20% аутигенной кремнекислоты, сужается и смещается к западному берегу. Максимальные (35—50%) концентрации SiO_2 аут локальны и отмечены в Северном Байкале и в Малом Море, в области распространения мелкоалевритовых илов.

Содержание аутигенного кремнезема в поверхностном слое осадков Байкала намного выше, чем содержание других, рассмотренных нами компонентов. В частности, концентрации органического вещества в среднем 2,0—2,5%, т. е. почти на порядок ниже концентраций SiO_2 аут. Объясняется это, с одной стороны, тем, что в фитопланктоне содержится больше SiO_2 аут (47,7%), чем органического вещества (~18%). С другой стороны, а это главное, в общий круговорот веществ кремнезем вновь вовлекается лишь частично (15—17%), в то время как органическое вещество подвергается значительному разложению (50—60%) на поверхности раздела вода — грунт. Последнее обстоятельство в основном определяет увеличение отношения SiO_2 аут/ $C_{\text{орг}}$ в верхнем слое осадков по мере перехода от Южной котловины к Северной (табл. 7). В Северном Байкале при относительно низких темпах осадконакопления органическое вещество подвергается более глубокому распаду на поверхности осадков до его захоронения, чем в Южном и Среднем Байкале, что приводит к повышенным значениям отношения SiO_2 аут/ $C_{\text{орг}}$ в этом районе.

За редким исключением, максимальные количества аутигенного кремнезема сконцентрированы не в поверхностном слое (0—10 см), а в нижележащих слоях (10—20 см). В ряде случаев наблюдается второй максимум на более глубоких горизонтах. По-видимому, в период формирования этих осадков условия осадконакопления в Байкале были более благоприятными для развития

Таблица 7

Экстремальные и средние значения отношения SiO_2 аут/ $C_{\text{орг}}$ в поверхностном слое осадков

Район Байкала	Пределы колебания	Средние значения
Южный	0,98—16,83	9,41
Средний	2,14—27,61	12,35
Северный	4,04—41,36	20,26

диатомовых водорослей. Указанная закономерность распределения аутигенного кремнезема в донных отложениях согласуется с размещением захороненной диатомовой флоры (Федорова, 1969).

Систематические исследования в осадках Байкала некоторых количественных и качественных характеристик органического вещества дают возможность судить об особенностях его распределения в поверхностном слое и толще донных отложений и о направленности процессов его изменения в ходе раннего диагенеза, что, безусловно, имеет немаловажное значение для познания процессов осадкообразования.

Органическое вещество. Главная роль в формировании органического вещества в байкальских отложениях принадлежит организмам планктона. По данным К. К. Вотинцева (1967), с опускающимися водорослями на дно озера в среднем в течение года поступает 3—4 г $C_{орг}$ на 1 м² поверхности дна. Значительно меньшую долю составляет аллохтонный органический материал, на что косвенно указывает соотношение первичной продукции водоема (3925 тыс. т $C_{орг}$ в год) и поступления органического вещества с речным стоком (125 тыс. т $C_{орг}$ во взвешенном и 167 тыс. т $C_{орг}$ в растворенном состоянии в год). Тем не менее, последний фактор приобретает существенное значение для образования органического вещества в прибрежных и приустьевых участках. В среднем в донные отложения Байкала поступает около 3% органического вещества, продуцируемого в водоеме в течение года; захороняется в осадках лишь 50—60% от этого количества, т. е. 1,5 г $C_{орг}$ на 1 м² площади дна. Коэффициент fossilization органического вещества довольно низкий — 0,012.

По условиям формирования органического вещества выделяются две фациальные области: центральная глубоководная зона Байкала и прибрежные и приустьевые мелководные участки. В осадках первой области органическое вещество формируется в основном за счет планктонных организмов; во второй зоне — значительную роль играют аллохтонный органический материал и прибрежные водоросли — макрофиты. Наибольшие концентрации органического вещества (1,5—2,5% $C_{орг}$) сосредоточены в отложениях центральных зон Южного и Среднего Байкала; несколько меньшие — 1,0—1,5% $C_{орг}$ в Северном Байкале. Донные осадки приустьевых участков крупных притоков, впадающих в Байкал, в одних случаях (Селенгинское мелководье, мелководная часть Баргузинского залива), обеднены (0,5—1,5% $C_{орг}$), в других — северная оконечность Байкала — обогащены (3,0—5,0% $C_{орг}$) органическим детритом по сравнению с прилегающими районами (фиг. 3).

В целом распределение органического вещества ($C_{орг}$ и $N_{орг}$) по площади дна отражает при некоторых отклонениях, связанных со специфическими особенностями Байкала, общие для внутренних водоемов закономерности, которые были выявлены ранее Н. М. Страховым (1954).

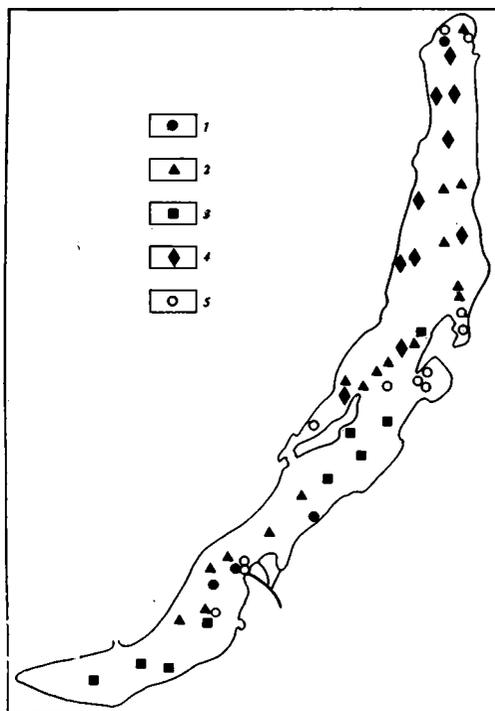
По мере изменения фациальной обстановки (темпов накопления осадков, физико-химических параметров и т. д.) при переходе от прибрежных к центральным частям озера от Южного Байкала к Северному, меняется качественный состав органического вещества верхнего слоя донных отложений. Осадки Южного и Среднего Байкала содержат лабильных $C_{орг}$ 1,0—2,0 и $N_{орг}$ 0,10—0,20%, Северного — соответственно менее 1,0 и 0,1%. В придельтовых и прибрежных участках абсолютные величины легкогидролизуемых $C_{орг}$ и $N_{орг}$ несколько ниже, чем в глубоководных районах. Это связано с разбавляющим влиянием органической части отложений минеральными компонентами. С другой стороны, как известно, относительно высокие скорости накопления осадочного материала, способствующие быстрому удалению органического вещества из сферы его активного уничтожения микро- и макробентосом, приводят к увеличению доли (56—70% $C_{орг}$) легкогидролизуемых компонентов в составе органического вещества отложений на мелководье. Доля лабильного органического углерода в осадках центральных глубоководных частей

Байкала несколько ниже — 30—50%. В среднем количество легкогидролизуемого органического вещества в поверхностном слое донных отложений довольно высоко — 47% от $C_{орг}$ общего.

Содержание гуминовых веществ в поверхностном слое осадков изменяется от 0,37 до 0,94% и прямо зависит от концентрации $C_{орг}$. Обратная зависимость наблюдается в распределении по площади дна гуминового коэффициента ($K_{гум}$), что объясняется глубоко зашедшим процессом преобразования органического вещества отложений центральной зоны Байкала.

Во всех исследованных осадках количество неизменного хлорофилла (от следов до 0,10 мг на 100 г сухого грунта) ниже, чем феофитина, продукта первой стадии превращения хлорофилла (от 0,06 до 23 мг/100 г). При переходе из областей с относительно повышенными темпами накопления грунтов к районам замедленного осадкообразования в составе органического вещества поверхностного слоя осадков уменьшается количество легкогидролизуемых компонентов органического вещества и растительных пигментов, но увеличивается доля гуминовых соединений.

Данные о содержании органического вещества в толще осадков позволяют представить темпы и направление процессов его преобразования в раннем диагенезе. Выяснено, что по вертикали количество $C_{орг}$, легкогидролизуемых компонентов, гуминовых соединений и растительных пигментов изменяется неравномерно, сохраняя тенденцию к уменьшению с глубиной. Понижение органического вещества от поверхностных горизонтов к нижним связано не только с его распадом при раннедиагенетическом преобразовании, но и с изменением во времени условий осадкообразования — темпов накопления осадков и доли захороняемых органических остатков. Наиболее интенсивен распад органического детрита в верхних горизонтах (до 50—100 см). Наши исследования показали, что уже в первом метре отложений окисляется примерно половина (49—58%) исходного органического вещества. Время, необходимое для разложения этого количества $C_{орг}$, равно в первом приближении 18—20 тыс. лет. При разных скоростях накопления осадков на отдельных участках дна интенсивность распада органических остатков должна быть различной. Оценить скорости их разложения позволил в какой-то мере коэффициент, характеризующий отношение количества $C_{орг}$ и $N_{орг}$ в поверхностном слое к их содержанию в слое 50—100 см (фиг. 4). Установлено, что интенсивность распада органического вещества в осадках, а, следовательно, и раннего диагенеза в целом уве-



Фиг. 4. Изменение величины отношения содержания $C_{орг}$ в слое 0—10 см к содержанию $C_{орг}$ в слое 50—100 см
1 — более 1,0; 2—1,0÷2,0; 3—2,0÷3,0; 4 — более 3,0; 5 — нет данных

личивается от Северного Байкала к Среднему и Южному. На участках, расположенных в зоне влияния крупных притоков, ранний диагенез протекает особенно интенсивно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В озере Байкал преобладает кластогенное осадконакопление. Подавляющая часть обломочного материала поставляется реками. Доля химических компонентов в илообразовательных процессах составляет около 20% от общего количества поступающего в Байкал материала. На долю кластофильных элементов (железо, фосфор, марганец) приходится 5,4%, биогенных (органический углерод, аутигенный кремнезем) — 14,3%. Причем наиболее высока роль минералов аутигенного кремнезема (~12%), что привело к образованию в Байкале кремнистых осадков — диатомовых илов.

Несоответствие между количеством поступающих на дно химических компонентов и их концентрацией в осадках пока трудно объяснить из-за приближенности наших расчетов. При сопоставлении средних значений содержания отдельных химических ингредиентов в осадках поверхностного слоя различного гранулометрического состава установлена общая для всех рассмотренных элементов закономерность — повышение их концентраций параллельно увеличению количества тонких фракций. Некоторое несоответствие максимальных величин $SiO_2_{аут}$ и $C_{орг}$ с максимумом пелитовой фракции объясняется генезисом этих компонентов, распределение которых по площади дна контролируется главным образом разной биопродуктивностью водных масс в отдельных районах Байкала.

Содержание всех элементов в целом уменьшается от верхних горизонтов толщи к нижним. Некоторые колебания концентраций химических компонентов по вертикали могут быть вызваны разными причинами, главные из которых — преобразование их в процессе раннего диагенеза осадков и изменение условий осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Власова Л. К.* Вынос продуктов водной эрозии в озеро Байкал.— В сб.: Круговорот веществ и энергии в озерах и водохранилищах. Лиственичное-на-Байкале, 1973.
- Вотинцев К. К., Глазюнов И. В., Толмачева А. П.* Гидрохимия рек бассейна озера Байкал, М., «Наука», 1965.
- Вотинцев К. К.* К вопросу о современном осадкообразовании в Байкале.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.
- Выхристюк Л. А.* К вопросу о преобразовании органического вещества осадков оз. Байкал на стадии раннего диагенеза.— В сб.: Круговорот веществ и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Выхристюк Л. А.* Органическое вещество и его преобразование в осадках.— В сб.: Динамика байкальской котловины. Новосибирск, «Наука», 1975г.
- Голдырев Г. С., Выхристюк Л. А.* Донные отложения Среднего и Северного Байкала.— В сб.: Мезо-кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968.
- Голдырев Г. С.* Конкреции сульфидов железа в донных осадках Байкала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 6.
- Голдырев Г. С., Белова В. А., Выхристюк Л. А., Лазо Ф. И.* Литология и геохронология верхней части осадочной толщи котловины Байкала и его история. История озер в плейстоцене, т. 2. Л., 1975.
- Иванов И. Н.* Сток взвешенных наносов р. Селенги и некоторые особенности его формирования. Материалы к конф. молодых научных сотрудников, вып. I. Иркутск, 1958.
- Князева Л. М.* Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кожова О. М.* Фитопланктон Малого моря. Тр. БЛС СОБСФ АН СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Мартинсон Г. Г.* Остатки животных организмов в донных отложениях Байкала.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 2.
- Мизандронцев И. Б., Шимараева М. К.* Донные отложения Байкала как пористая среда.— В сб.: Геологические и гидрологические исследования озер Средней Сибири. Лиственичное-на-Байкале, 1973.

- Остроумов Э. А., Шилов В. М.* Распределение сернистого железа и сероводорода в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1958, т. 27.
- Остроумов Э. А., Фомина Л. С.* О формах соединения серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32.
- Патрикеева Г. И.* Донные отложения Малого моря.—Тр. БЛС, т. 17. Изд-во АН СССР, 1959.
- Поповская Г. И.* Годовые изменения фитопланктона.—В сб.: Лимнология придельтовых пространств Байкала. Л., «Наука», 1971.
- Страхов Н. М.* Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М.* О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Тарасова Е. Н.* О соотношении органических и минеральных компонентов взвеси вод Южного Байкала.—Гидробиол. ж., «Наукова думка», 1972, т. 8, № 1.
- Федорова В. А.* Распределение диатомовой флоры в донных отложениях оз. Байкал.—Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, 1969, вып. 6, ч. 4, Чита.
- Черняева Г. П.* Диатомовые водоросли донных осадков Северного Байкала.—В сб.: Донные отложения Байкала, М., «Наука», 1970.
- Valentyne J. R., Swabey Y. S.* Investigation of the history of Lower Zinsley Pond., Connecticut.—Amer. J. Sci., 1955.

Лимнологический институт СО АН СССР
Лиственичное-на-Байкале

Дата поступления
23.VI.1976

УДК 552.08 : 552.517 : 551.312.3 : 551.794 (282.247.38)

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ
р. КУБАНИ И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ**

Б. М. ОСОВЕЦКИЙ

Изучены гранулометрия, петрография и минералогия современных аллювиальных осадков долины р. Кубани. Установлена тесная связь вещественного состава аллювия с орогидрографией, питающими породами, геоморфологическими и литолого-фациальными условиями. Отмечено большое значение процессов дробления и истирания при переносе рекой обломочного материала. Характерно существенное различие вещественного состава и условий накопления осадков в пределах горного и равнинного участков реки. Для аллювия Кубани выделены три питающие, три псефито-петрографические, две терригенно-минералогические провинции и семь терригенно-минералогических подпровинций. Результаты работы позволяют детализировать представления о формировании вещественного состава аллювия и могут быть использованы при палеогеографических построениях, петрографических, литолого-фациальных, геоморфологических и других исследованиях.

Аллювий р. Кубани представляет один из наиболее интересных объектов для исследования, поскольку при сравнительно небольшой длине (941 км) долина реки пересекает различные орогидрографические зоны (от высокогорной с отметками свыше 1000 м до низменной — менее 200 м) со своеобразным неотектоническим режимом. Источниками питания аллювия являются разнообразные осадочные, магматические и метаморфические породы.

Отдельные вопросы вещественного состава аллювия р. Кубани рассматривались рядом исследователей, наиболее детально И. Н. Сафроновым, О. И. Герцовским и П. Н. Сафроновым (1964), изучавшими гранулометрию, петрографию и минералогия террасовых отложений в районе городов Черкесска, Невинномысска и Армавира. Авторы отметили уменьшение крупности частиц аллювия вниз по течению. В составе валунно-галечного материала выявлены граниты, гнейсы, метаморфические сланцы, роговики, эффузивные породы, кварциты, кварц и др. Вниз по течению уменьшается содержание гранитов и увеличивается количество кварцитов и кварца. В шлихах из русловых галечников преобладают гранат, гематит, эпидот, амфибол, магнетит, ильменит, лимонит, ромбический пироксен и апатит. Содержание гематита вниз по течению реки (до г. Армавира) увеличивается, а ромбического пироксена снижается.

Минеральный состав аллювия террас изучали также И. Н. Сафронов и Н. А. Лебедева (1968), тяжелую фракцию современного аллювия — Б. С. Лунев (1967). Сведения о гранулометрическом составе аллювия р. Кубани приведены в работе П. И. Фадеева (1951).

В качестве характерных минералов четвертичных отложений Предкавказья отмечены ромбические пироксены, базальтическая роговая обманка, эпидот, доизит, железорудные минералы, циркон, рутил, гранат, силлиманит (Шамрай, Орехов, 1961). На этой же территории В. В. Доб-

ровольский (1966) выделил Предкавказскую минералого-геохимическую провинцию четвертичных отложений, особенности которой определяются составом коренных пород Кавказа. Об этом свидетельствует наличие обломков пород и полевых шпатов в легкой фракции, резкое обогащение роговой обманкой и слюдами — в тяжелой.

Минералогия разновозрастных терригенных отложений северного склона Кавказа — источников питания аллювия р. Кубани — детально изучена В. А. Гроссгеймом (1961, 1972).

Автором статьи в 1969—1970 гг. проведены полевые исследования в долине р. Кубани. Отбор проб производился из закопаш на прирусловых отмелях и низкой пойменной террасе, а также из обнажений высокой поймы. Пробы представляли собой осадки разного петрографического типа: от русловых валунно-галечных до пойменных илестых.

Гранулометрический анализ грубообломочных осадков произведен в полевых условиях по пробам весом от 25 до 60 кг, которые были рассеяны на наборе сит (*мм*) 40, 20, 10 и 5. Гальки и валуны размером более 40 *мм* классифицированы с применением проволочных петель и отнесены к фракциям (*мм*) 40—80, 80—160, 160—320 и >320. Каждый класс обломков взвешен с точностью 0,02 кг. Из материала <5 *мм* отбиралась проба весом 0,5—1 кг, гранулометрический состав которой устанавливался в лабораторных условиях рассевом на классы (*мм*): 5—3; 3—1; 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1; 0,1—0,05 и 0,05—0,01. Выход частиц <0,01 *мм* определен отмучиванием по методу А. Н. Сабанина. Из песчаных, алевритовых и глинистых осадков в полевых условиях отобраны пробы весом 0,2—0,5 кг, гранулометрия которых определена по 100-граммовой навеске с выделением тех же классов. Для части проб выполнен дробный гранулометрический анализ на 20 классов гравийных, песчаных, алевритовых и пелитовых частиц. Пелитовые фракции выделялись по методу Робинсона, остальные — рассевом на ситах.

Петрографический состав гравийно-галечного материала определен в полевых условиях по классам (*мм*) 160—80, 80—40, 40—20, 20—10 и 10—5, а в лаборатории — 5—3 и 3—1. Петрографической разборке подвергалось по 100 галек каждого класса.

Тяжелая фракция выделена в бромформе из навески от 60 до 200 г материала <1 *мм* (иногда <5 *мм*) и рассеяна на четыре класса (*мм*): 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1 и 0,1—0,05; в каждом из них проведена магнитная и электромагнитная сепарации. Минералогический анализ выполнен по 500 зернам в магнитной, электромагнитной и неэлектромагнитной подфракциях каждого класса. Содержание минералов рассчитано по методу А. А. Кухаренко (1961). Минеральный состав легкой фракции установлен также в четырех классах по 300 зернам.

Общий объем исследований: отобрано 270 проб, выполнен гранулометрический анализ 106 проб (в том числе дробный — 26), петрографический — 17, минералогический — тяжелой фракции — 76 и легкой 5.

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ АЛЛЮВИЯ р. КУБАНИ

Для аллювия р. Кубани выделены три питающие провинции: горная, предгорная и равнинная.

Горная провинция (от истока до г. Карачаевска) включает три главные области питания: комплекс гранитов Главного Кавказского хребта, метаморфические породы докембрия, средне-верхнепалеозойские и триасовые эффузивно-осадочные образования. Кроме того, здесь распространены многочисленные небольшие по площади источники питания.

Среди гранитов, размываемых р. Кубанью и ее притоками в верховьях, преобладают двуслюдяные и биотитовые; породообразующими минералами в гранитах являются плагиоклазы, кварц, микроклин, биотит, мусковит; аксессуарными — циркон, рутил, апатит, сфен, ильменит, мо-

нацит, гранат, турмалин, магнетит и др. (Срабонян, 1967; Баранов, 1968).

Метаморфические породы докембрия представлены разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами (биотитовыми гнейсами, слюдяными, гранат-силлиманитовыми, биотит-роговообманковыми, андалузит-силлиманитовыми и другими сланцами), мигматитами, амфиболитами, метаморфическими сланцами (кварцево-хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми, актинолитовыми и др.). В сланцах широко распространены андалузит, гранат, силлиманит (фибrolит), биотит, магнетит, а также встречаются ильменит, рутил, апатит, циркон, ромбический пироксен, в амфиболитах — обыкновенная роговая обманка, актинолит, полевые шпаты, реже магнетит, гранат, эпидот, апатит, сфен (Кизевальтер, 1960; Орлов, 1960; Срабонян, 1967; Снежко, 1968; Шенгелиа, 1968; Заридзе, Татришвили, 1971).

Средне-верхнепалеозойские и триасовые эффузивно-осадочные образования размываются р. Кубанью и ее притоками в зоне между Главным и Передовым хребтами. Среди этих образований выделяются девонские туфогенные песчаники, брекчии, кремнистые сланцы с горизонтами подушечных лав основного состава, нижнекаменноугольные угленосные отложения, нижнепермские красноцветные песчаники и конгломераты, верхнепермские и триасовые терригенные породы. В тяжелой фракции каменноугольных песчано-алевролитовых пород преобладают слюды и хлориты (20,5%), лейкоксен (20%), алмадин (14%) и минералы группы эпидота (11,5%). Для пермских и триасовых пород в тяжелой фракции отмечено преобладание гематита (25,1—72,7%), постоянное присутствие лимонита (до 36,7%), лейкоксена (до 25,8%), хромита (до 30,3%), рутила (до 13,4%), магнетита (до 4,7%) и др. Легкая фракция наряду с кварцем содержит много полевых шпатов, слюд и обломков пород (Греков, Снежко, 1968; Снежко, Греков, 1968; Янов, Логинов, 1971).

К локальным источникам питания в пределах горной провинции могут быть отнесены тела малых интрузий (серпентинизированные гипербазиты, габброиды, диориты, плагиограниты, гранит-порфиры и др.), вулканические породы спилито-кератофировой формации, лавы андезит-дацитов (четвертичные излияния Эльбруса), гидротермальные (кварц-молибденитовые; галенит-сфалеритовые с пиритом, реальгаром, аурипигментом, баритом; кварцево-баритовые жилы и др.) и контактово-метаморфические образования (Баранов, 1968; Никогосова, 1971; Черницын и др., 1971).

Предгорная провинция соответствует площади распространения юрских и меловых пород. Нижнеюрские вулканогенные породы (порфириты, туфобрекчии, туфы), размываемые в районе г. Карачаевска, состоят из плагиоклазов, обыкновенной роговой обманки, биотита, пироксенов. Терригенные и терригенно-карбонатные породы юры и мела (галечники, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки) в районе, наиболее удаленных от Кавказского хребта, содержат среди минералов легкой фракции кварц и в меньших количествах полевые шпаты, обломки пород; среди минералов тяжелой — лейкоксен (до 64%), рудные, слюды, гранаты, циркон, рутил, турмалин, минералы группы эпидота. Нередко здесь присутствуют нехарактерные для метаморфических пород Кавказа дистен (до 11%) и ставролит (до 18%). По данным В. А. Гроссгейма (1961), этот обломочный материал формировался за счет размыта отложений на Русской платформе. К югу все заметнее проявляется влияние кавказской суши, в результате чего легкая фракция обогащается полевыми шпатами и обломками пород, а тяжелая — минералами группы эпидота (до 42%), амфиболов (до 18%), пироксенов (до 36%), иногда цирконом (до 39%), гранатом (до 32%), слюдами (до 90%). Появляются андалузит (до 4%) и фибролит (до 2%). Широко развит в юрских и меловых терригенных породах комплекс аутигенных минера-

лов — пирит, лимонит, барит, сидерит, глауконит, фосфаты (Кузнецов, 1956; Рентгартен, Старостина, 1956; Гроссгейм, 1961; Аристова, 1968; Хетагуров, 1968).

Равнинная провинция занимает наибольшую площадь, соответствующую зоне развития палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений (песков, глин, мергелей и др.). Питание южной части территории осуществляется в основном за счет размыва пород кавказской суши. Поэтому здесь в тяжелой фракции содержится разнообразный комплекс минералов с присутствием типичных «кавказских» — эпидота, цоизита, амфиболов, пироксенов, хромшпинелидов, андалузита, фибrolита. С удалением от Кавказа возрастает роль устойчивых минералов — черных рудных, турмалина, дистена, ставролита, циркона, граната, рутила, лейкоксена (Гроссгейм, Короткова, 1957; Гроссгейм, 1960, 1961).

Роль различных питающих провинций в формировании вещественного состава аллювия р. Кубани не равноценна в связи с особенностями конфигурации долины реки, расположенной в среднем и нижнем течении параллельно Кавказскому хребту. Кроме того, р. Кубань принимает многочисленные крупные притоки, размывающие на значительном протяжении породы горной и предгорной питающих провинций. Поэтому для аллювия р. Кубани первостепенное значение имеют горная и предгорная провинции.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Крупность обломочного материала руслового аллювия р. Кубани закономерно уменьшается вниз по течению. Это прослеживается по изменению выхода отдельных классов обломков и среднего размера частиц на различных участках реки (фиг. 1). В соответствии с гранулометрическим составом русловых осадков долина р. Кубани может быть разделена на восемь участков (табл. 1).

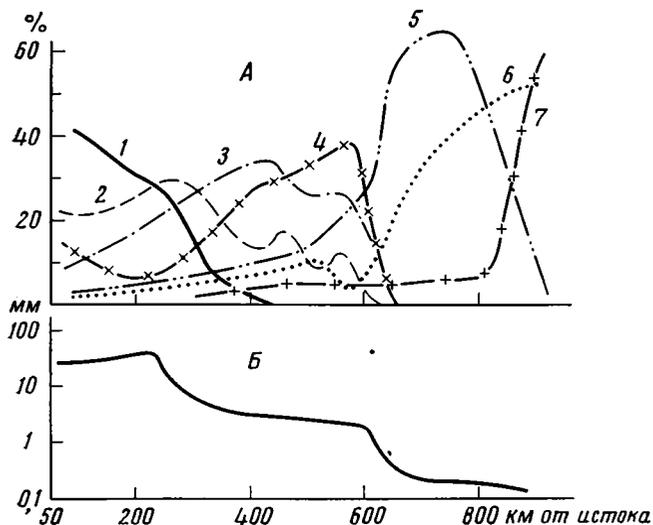
Таблица 1

Участки долины р. Кубани, выделенные по гранулометрической структуре руслового аллювия

Граница участка (расстояние от истока, км)		Модальный класс, мм	Преобладающий тип осадков
от	до		
Исток (0)	г. Карачаевск (85)	Не опр.	Галечно-валунные
г. Карачаевск	г. Черкесск (250)	160—80	Валуново-галечные
г. Черкесск	г. Невинномысск (300)	80—40	Галечные с валунами
г. Невинномысск	ст. Григориполисская (450)	40—20	Галечные
ст. Григориполисская	ст. Ладожская (600)	40—10	»
ст. Ладожская	ст. Федоровская (800)	0,5—0,25	Среднезернистые пески
ст. Федоровская	ст. Троицкая (900)	0,25—0,1	Мелкозернистые пески
ст. Троицкая	Устье (941)	0,25—0,01	Песчано-алеврито-глинистые

Кривая изменения среднего размера обломков (фиг. 1, Б) имеет два резких перегиба, которые отражают скачкообразное уменьшение крупности аллювиального материала при переходе реки от горного участка к предгорному (с 70—80 до 20—30 мм) и от предгорного к равнинному (от 20—30 до 0,2—0,3 мм).

Для более детального изучения изменения гранулометрии русловых осадков р. Кубани вниз по течению рассмотрим их микроструктуру. Под микроструктурой осадка мы понимаем соотношение между его весьма узкими размерными фракциями, выделяемыми посредством дробного гранулометрического анализа. Микроструктуру аллювия характеризуют форма кривой распределения и ее статистические параметры.



Фиг. 1. Изменение содержания гранулометрических фракций (А) и среднего размера частиц (В) аллювиальных осадков вниз по течению Кубани

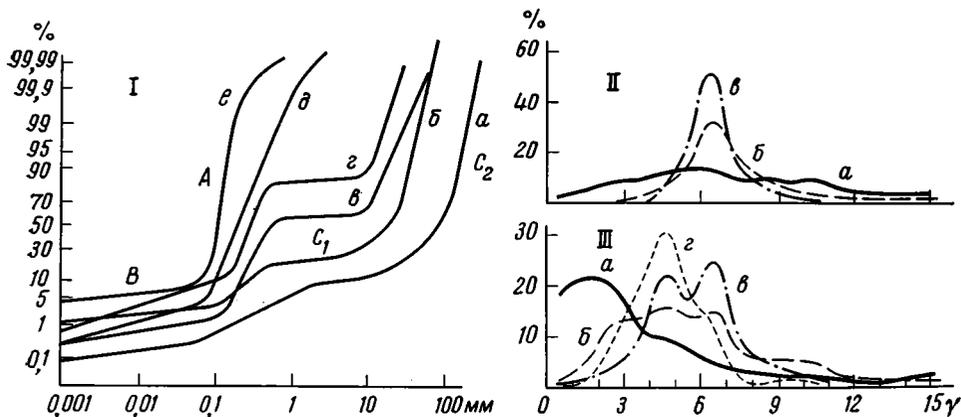
Фракции, мм: 1—>80; 2—80—40; 3—40—20; 4—20—5; 5—0,5—0,25; 6—0,25—0,1; 7—<0,1. Выход частиц размером 5—0,5 мм обычно не превышает 10%

Вниз по течению реки кривые распределения русловых осадков закономерно изменяются от пологих многовершинных к крутым одновершинным (фиг. 2, II, III), что наглядно отражает улучшение сортировки зерен. Анализ кумулятивных кривых распределения обнаруживает в осадках те же популяции частиц, которые были установлены ранее различными исследователями в аллювиальных, озерных и морских отложениях: А — популяция частиц, переносимых сольвацией; В — во взвешенном и С — влекомом состоянии (Moss, 1962, 1963; Friedman, 1967; Арутюнова, Саркисян, 1969). Особенностью грубообломочного аллювия р. Кубани является отчетливое разделение на кумулятивной кривой популяции С на две совокупности обломков: крупнопесчано-гравийные (обозначены нами C_1) и галечные (C_2). Границы между популяциями существенно смещаются в сторону более мелких частиц при переходе от горного участка реки к равнинному, а также при смене крупнообломочных осадков русловой фации тонкозернистыми пойменными.

Среди осадков р. Кубани лучше других отсортированы однородные пески фации прирусловой отмели (S_0 1,15—1,28) и русловые валунные галечники (1,29—1,97). Хуже отсортированы алевриты дельты (1,34—1,50) и разнозернистые пески верховьев (1,78). Песчано-гравийно-галечные осадки верхнего и среднего течения плохо сортированы. $S_0 > 2,0$. Степень сортировки русловых осадков последовательно возрастает вниз по течению (исключая дельту). В грубообломочных разностях верховьев реки коэффициент сортировки S_0 изменяется в пределах 6,77—3,65, в песчано-гравийно-галечных осадках среднего течения от 2,99 до 1,47, в песках нижнего течения от 1,28 до 1,15.

Для осадков р. Кубани типична положительная асимметрия (S_{K1}^1 0,11—0,60), характерная для речных песков вообще (Friedman, 1961).

¹ Расчет коэффициентов S_{K1} и K_1 проводился по формулам, предложенным Фолком и Уордом (Рухин, 1969).



Фиг. 2. Кривые гранулометрического состава аллювия Кубани

I — кумулятивные кривые; A, B, C₁, C₂ — популяции частиц осадков; а — валунный галечник, верховья реки; б — галечник с песком, предгорья; в — песчано-гравийно-галечные осадки, среднее течение; г — песок с примесью гравия и гальки, среднее течение, д — песок мелкозернистый, предгорья; е — песок мелкозернистый, алевроитовый, нижнее течение (по частным пробам); II — кривые распределения песчаных осадков; а — песок разнозернистый, верховья; б — песок мелкозернистый, среднее течение; в — песок мелкозернистый, нижнее течение (гранулометрическая шкала γ — Батурина); III — кривые распределения песчано-алевритовых частиц грубообломочного аллювия; а — валунный галечник, верховья; б — то же, предгорья; в — галечник, среднее течение (район г. Невинномысска); г — то же, ниже по течению (район г. Кропоткина)

Отрицательная асимметрия получена для пойменного плохосортированного (S_0 6,77), грубообломочного осадка верховьев (S_{K1} —0,13) и песков среднего течения с примесью гравия (S_{K1} от —0,29 до —0,71). Вниз по течению увеличиваются значения коэффициента асимметрии песчаных осадков. Так, для песков верхнего течения S_{K1} в среднем составляет 0,19, среднего течения 0,22 и нижнего 0,43. Данная тенденция отражает увеличение глинистости песков вниз по течению.

Коэффициент эксцесса (K_1) колеблется в пределах 0,6—3,2, что типично для речных песков (Рухин, 1969). В песках с выходом пелитовой фракции свыше 2% величина K_1 достигает наибольших значений (2,5—3,2).

Уменьшение среднего размера аллювиальных частиц вниз по течению р. Кубани происходит не постепенно, а скачкообразно. При этом долина реки может быть разделена на три участка, в пределах которых средний размер частиц остается примерно на одном уровне (фиг. 1, Б). Эти участки, с нашей точки зрения, соответствуют трем геоморфологическим ступеням и неотектоническим зонам с различным характером движений земной коры: на первом происходит интенсивный подъем, на третьем — опускание, а второй является переходным (Милановский, 1968). Этот вывод находит косвенное подтверждение в результатах исследований других авторов. Например, Н. И. Гріднев (1962) пришел к аналогичным заключениям для аллювия р. Зеравшан. По данным Е. И. Сахаровой и Н. В. Лебедевой (1968), в пределах высокогорного участка долины р. Мзымты, где русловый аллювий представлен валуно-галечным материалом, средний размер обломков не обнаруживает тенденции к уменьшению вниз по течению, однако она заметна при переходе к предгорьям. В равнинных же реках, долины которых соответствуют одному геоморфологическому уровню, наблюдается постепенное уменьшение среднего размера зерен аллювия вниз по течению (Лазаренко, 1964).

Очевидный дефицит в осадках гравийных частиц объясняется спецификой размываемых пород, среди которых редко встречаются гравели-

ты. Широкое распространение пелитовых, алевритовых, песчаных частиц (популяции *A* и *B*) и галечных обломков отражает обилие в источниках питания глин, песков (песчаников) и галечников. Таким образом, соотношение между популяциями в осадках зависит не только от гидродинамики водного потока, но и гранулометрического состава питающих пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В соответствии с изменением вниз по течению реки состава обломков выделены три петрографические провинции: горная, или гранитная (от истока до г. Карачаевска), предгорная, или амфиболит-серпентинит-гранитная (от Карачаевска до Черкесска) и равнинная, или кварцит-гранит-эффузивная (ниже Черкесска).

В пределах горной провинции вниз по течению содержание обломков гранитов уменьшается (с 78 до 51% в классе 40—20 мм), больше становится обломков кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов, кварцитов.

Предгорная провинция четко отделяется от горной по резкому увеличению выхода галек амфиболитов, серпентинитов и габбро (в сумме 65% против 21 обломков гранитов в районе Карачаевска). Вниз по течению содержание указанных типов пород быстро снижается (до 23% у Черкесска). В районе п. Усть-Джегутинский река вступает в полосу развития меловых известняков и доля их среди обломков аллювия составляет здесь 20%. Однако уже через 15—20 км ниже по течению она уменьшается до 6%, а у Невинномыска известняки в обломках аллювия не встречаются.

Обломочный материал равнинной провинции представлен в основном наиболее устойчивыми к механическому истиранию типами пород (эффузивами, гранитами, кварцитами), вынесенными рекой, доля слабоустойчивых разновидностей (амфиболитов, серпентинитов, известняков, песчаников, сланцев) в низовьях реки составляет 10—25%. В пределах провинции вниз по течению быстро уменьшается выход галек амфиболитов и серпентинитов (от 23% у г. Черкесска до 1% у ст. Воронежская) и увеличивается доля обломков кварца (до 11—14%), песчаников (до 13%) (табл. 2).

Изменение петрографического состава по классам обломков существенно различно в каждой провинции (табл. 3). Особенно заметно изменение выхода гранитов, эффузивов, кварцитов, кварца, амфиболи-

Таблица 2

Средний петрографический состав обломков в аллювии
р. Кубани класса 40—20 мм, %

Порода	Петрографические провинции		
	горная	предгорная	равнинная
Гранит	61	20	23
Серпентинит	3	19	4
Амфиболит	1	16	4
Габбро	—	5	1
Эффузив	13	15	25
Кварцит	9	9	22
Кристаллический сланец, гнейс	6	6	6
Известняк	—	5	3
Песчаник	5	2	4
Кварц	1	1	6
Диорит	1	2	1
Конгломерат	—	—	1
Число анализов	3	4	10

Петрографический состав различных классов обломочного материала в аллювии Кубани, %

Порода	Петрографические провинции, классы, (мм)													
	горная						предгорная				равнинная			
	80—40	40—20	20—10	10—5	5—3	3—1	80—40	40—20	20—10	10—5	80—40	40—20	20—10	10—5
Гранит	63	61	45	31	38	24	5	21	15	18	24	25	19	13
Серпентинит	3	3	4	3	4	—	30	35	35	40	3	6	3	3
Амфиболит	5	1	—	1	—	—	32	14	16	3	2	3	6	5
Габбро	—	—	—	—	—	—	12	16	2	2	2	2	3	1
Эффузив	9	13	20	26	12	4	15	2	14	13	21	29	28	27
Кварцит	9	9	13	18	20	29	—	3	3	8	35	23	21	31
Кристаллический сланец, гнейс	6	6	5	5	9	6	—	6	5	2	6	4	3	3
Известняк	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	3	2
Песчаник	4	5	6	6	5	—	—	2	6	8	3	2	1	2
Кварц	—	1	2	5	12	19	—	—	2	3	2	5	10	12
Прочие	1	1	5	5	—	18	6	1	2	3	1	—	3	1
Число анализов				3					1				3	

тов. Характерно, что в классе 1—3 мм значительная часть зерен представлена минеральной формой дезинтеграции пород (кварц, полевые шпаты, слюды составляют в сумме 37%).

Перенос галечного материала водными потоками по мере развития эрозионных циклов долины р. Кубани весьма значителен. Например, гальки гранитов, серпентинитов, амфиболитов встречаются в заметном количестве даже у ст. Воронежская, т. е. более чем в 500 км от источника.

Мелкие обломки горных пород переносятся рекой на значительно большее расстояние, чем крупные. Состав наиболее крупных классов близко соответствует составу размываемых на данном участке пород. Так, на участке размыва гранитов в верховьях реки фракция 160—80 мм на 80% представлена обломками гранитов. В 10—15 км выше по течению (от г. Карачаевска), где происходит размыв кристаллических сланцев, та же фракция (80—90%) состоит из их обломков. Непосредственно у Карачаевска она сложена (75—80%) обломками серпентинитов, амфиболитов и габбро. Петрографический состав мелких классов (20—10 и 10—5 мм) разнообразнее: среди обломков содержание ни одного из типов пород не превышает 45%.

Перенос галечных обломков в русле реки сопровождается интенсивным истиранием физически неустойчивых пород. Так, транспортировка обломков известняка на участке п. Усть-Джегутинский — г. Невинномысск (60 км) приводит к уменьшению размеров известняковых галек с 80 до 20 мм и резкому снижению их выхода во фракциях < 20 мм.

Распределение галек определенных пород по классам позволяет иногда выявить дополнительные источники питания. Например, в верховьях Кубани кварциты тяготеют к мелкообломочным фракциям, а в среднем течении — к крупным и мелким классам. Последнее обусловлено поступлением крупных галек кварцитов (отличаются от мелких окраской) из притоков Кубани — Большого и Малого Зеленчуков, Урупа.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЕГКОЙ ФРАКЦИИ

Легкая песчаная фракция аллювия Кубани представлена кварцем, плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами, слюдами, карбонатами, фосфатами, гипсом, сростками кварца с полевыми шпатами, амфиболами, эпидотом, цоизитом, слюдами, обломками пород (кварциты, слюдястые и углистые сланцы, граниты, эффузивы, туфы и др.). Преоб-

ладают кварц и полевые шпаты (в сумме 80—95%), соотношение между которыми вниз по течению постепенно изменяется за счет увеличения доли кварца (табл. 4). Некоторые минералы появляются только на

Таблица 4
Минеральный состав легкой фракции 0,25—0,1 мм в аллювии Кубани, %

Расстояние от истока, км	Кварц	Полевые шпаты	Слюда	Гипс	Кальцит	Сростки зерен	Обломки пород	Прочие
30	42,7	52,7	4,3	—	—	0,3	—	—
240	54,0	25,3	1,0	—	0,3	8,0	10,3	1,1
500	62,0	25,0	1,7	1,0	—	9,3	0,7	0,3
700	54,4	28,3	1,7	0,3	—	15,3	—	—
900	57,4	26,0	2,0	0,3	—	10,7	1,3	2,3

определенных участках реки: уголь — ниже г. Карачаевска, кальцит — ниже Черкесска, гипс — в средней и нижней частях течения реки.

В крупнопесчаной фракции существенную долю составляют обломки пород, особенно кварцитов (табл. 5). С уменьшением размера зерен их содержание снижается, но возрастает выход кварца и плагиоклазов.

В верховьях реки зерна минералов совершенно неокатаны. В районе Невинномыска появляются окатанные зерна кварца, ниже по течению их доля постепенно возрастает.

Обилие обломков пород, сростков зерен, полевых шпатов, а также слюд в осадках Кубани указывает на преобладающую роль горной провинции в формировании вещественного состава аллювия.

Таблица 5
Минеральный состав различных классов легкой фракции в аллювии Кубани (район Невинномыска), %

Класс, мм	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Слюды	Кальцит	Сростки зерен	Обломки пород	Прочие
1—0,5	30,0	10,0	13,7	3,7	0,3	3,7	36,7	1,9
0,5—0,25	40,7	15,0	9,3	0,7	0,3	13,0	20,4	0,6
0,25—0,1	54,0	17,3	8,0	1,0	0,3	8,0	10,3	1,1
0,1—0,05	58,7	17,7	9,7	0,7	—	7,7	3,3	2,2

Появление окатанных зерен кварца в среднем течении вряд ли обусловлено их окатыванием при переносе рекой, скорее всего они поступают из пород, образованных за счет размыва Русской платформы (Гроссгейм, 1961). Об этом свидетельствует максимальное содержание кварца в легкой фракции (62%) в аллювии районов, наиболее удаленных от Кавказа (табл. 4).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Среди тяжелых минералов установлено 48 минеральных видов: авгит, актинолит, альмандин, анатаз, ангидрит, андалузит, апатит, аурипигмент, барит, биотит, брукит, брукиит, вермикулит, галенит, гематит, гиперстен, глауконит, диопсид, дистен, доломит, ильменит, корунд, магнетит, медь самородная, монацит, муассанит, мусковит, обыкновенная роговая обманка (разновидность — базальтическая роговая обманка), оливин, пирит, пиролюзит, реальгар, рутил (разновидность — нигрин), сидерит, силлиманит (разновидность — фибролит), ставролит, сфалерит, сфен, топаз, тремолит, турмалин, флюорит, хлоритоид, хромит, циркон, цоизит, шпинель, энстатит, эпидот (разновидность — клиноцоизит). В тя-

желой фракции присутствуют, кроме того, некоторые сложные минеральные смеси и группы минералов, детально не диагностированные, — лимонит, гидрослюды, хлориты, фосфаты, лейкоксен, а также сростки минеральных зерен, агрегаты и обломки пород.

В долине Кубани выделены (по составу класса 0,25—0,1 мм) две терригенно-минералогические провинции (ТМП): горная, или гиперстено-гранато-лимонито-слюдистая и предгорно-равнинная, или роговообманково-эпидотовая, отчетливая граница между которыми проходит в районе Карачаевска (фиг. 3).

Для горной ТМП характерно непостоянство состава на различных участках, в связи с чем в ее пределах выделены три подпровинции (ТМПП): гиперстено-слюдистая (п. Хурзук — устье р. Уччулан), слюдисто-гиперстено-гранатовая (устье р. Уччулан — устье р. Худес) и гиперстено-слюдисто-лимонитовая (устье р. Худес — устье р. Теберда).

Предгорно-равнинная ТМП отличается сравнительно выдержанным составом. В ее пределах намечены четыре ТМПП: эпидото-роговообманковая (устье р. Теберда — г. Кропоткин), гранато-роговообманково-эпидотовая (ниже г. Кропоткин), роговообманково-эпидотовая (г. Усть-Лабинск — ст. Троицкая) и слюдисто-роговообманково-лимонито-эпидотовая (ст. Троицкая — устье).

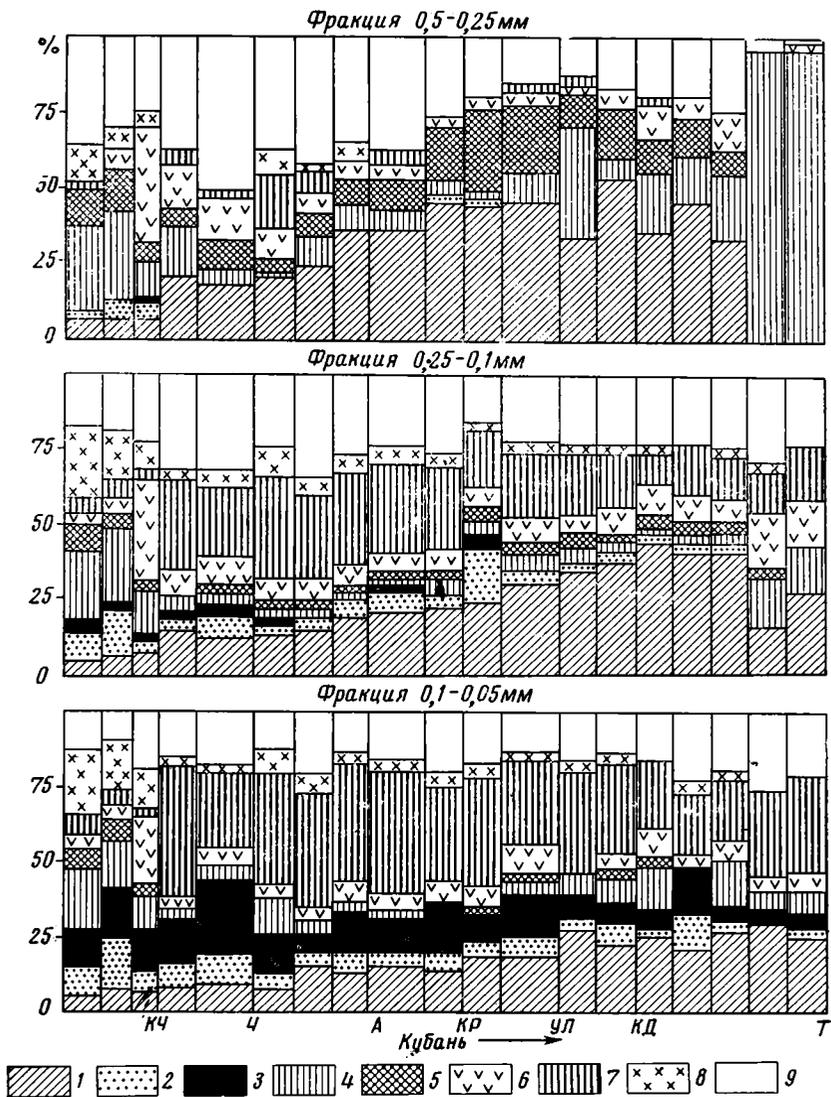
Минеральный состав различных классов неодинаков. В составе класса 0,5—0,25 мм в отличие от класса 0,25—0,1 мм возрастает содержание минералов группы эпидота, слюд, силлиманита, сростков зерен, обломков пород и уменьшается выход амфиболов, пироксенов, граната, практически отсутствуют рудные минералы. Минеральный состав класса резко меняется на отдельных участках реки. Так, ТМПП ниже г. Кропоткина выделяется по высокому содержанию силлиманита, а приустьевая ТМПП — по мономинеральной слюдистой ассоциации (фиг. 3).

В классе 0,1—0,05 мм значительно увеличивается доля рудных минералов, амфиболов, апатита, сфена за счет сокращения относительного выхода минералов группы эпидота, сростков зерен и обломков пород. Минеральная ассоциация данного класса сохраняет постоянство на значительном протяжении, что делает невозможным выделение ТМПП в пределах предгорно-равнинной ТМП.

Выход тяжелых минералов в классе 0,25—0,1 мм связан со средним размером зерен осадков (рассчитанным на класс частиц размером <1 мм) прямо пропорциональной зависимостью, которая имеет различный характер на четырех участках реки (фиг. 4, А). По каждому участку способом наименьших квадратов найдено уравнение этой зависимости. Далее выход тяжелой фракции во всех пробах был пересчитан на условный осадок со средним размером зерен песчано-алевритоглинистой части, равным 0,3 мм. Для этого по каждой пробе определена разница между истинным средним размером зерен и условным (0,3 мм). Затем по формуле зависимости, выведенной ранее для данного участка, рассчитан соответствующий полученной разнице выход тяжелой фракции, который прибавлялся (со своим знаком) к истинному. После обработки способом скользящей средней результаты нанесены на график (фиг. 4, В). Такой метод анализа результатов позволил устранить влияние гранулометрии на колебания значений выхода тяжелой фракции и тем самым оценить роль других факторов.

Выяснилось, что границы между намеченными четырьмя участками долины Кубани приурочены к местам впадения крупных притоков — Теберды, Малого и Большого Зеленчуков, Урупа. Граница между третьим и четвертым участками совпадает с крутым поворотом долины Кубани на запад.

Наибольший выход тяжелых минералов отмечен в классе 0,1—0,05 мм (до 20%), наименьший — 1—0,5 мм (до 8%). Вниз по течению в каждой фракции выход минералов сначала возрастает, достигая в



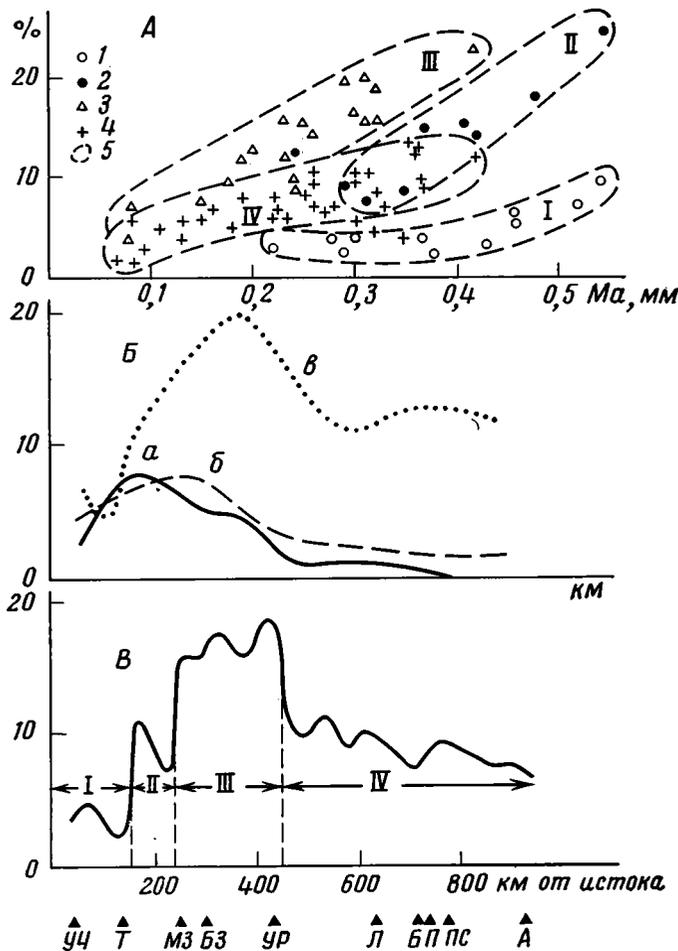
Фиг. 3. Изменение минеральной ассоциации различных классов тяжелой фракции аллювия по долине Кубани

1 — группа эпидота; 2 — гранат; 3 — рудные (ильменит, магнетит, гематит, хромит, циркон, рутил); 4 — слюды; 5 — силлиманит; 6 — лимонит; 7 — амфиболы; 8 — пироксены; 9 — прочие; КЧ — г. Карачаевск, Ч — г. Черкесск, А — г. Армавир, КР — г. Кропоткин, УЛ — г. Усть-Лабинск, КД — г. Краснодар, Т — г. Темрюк

предгорьях максимального значения, а затем постепенно снижается. Зоны максимальной концентрации с уменьшением размерности частиц в классах смещаются вниз по течению (фиг. 4, Б, В).

Содержание тяжелых минералов зависит от литолого-фациального типа осадка. Во фракции 0,5—0,25 мм минеральная ассоциация в значительной степени определяется гранулометрией осадка. В мелкообломочных разностях резко возрастает содержание слюд (до 100%), а в грубообломочных — эпидота, силлиманита и лимонита (фиг. 5).

В классе 0,25—0,1 мм фациальная дифференциация проявляется не столь явно. Содержание наиболее тяжелых минералов (граната и рудных) увеличивается в галечниках по сравнению с илами, алевролитами,



Фиг. 4. Выход тяжелых минералов в осадках Кубани
 А — зависимость содержания тяжелой фракции в классе 0,25—0,1 мм от среднего размера зерен песчано-алеврито-глинистой части осадков; пробы осадков, отобранные: 1 — на участке от истока до Карачаевска; 2 — то же, от г. Карачаевска до устья р. Малый Зеленчук; 3 — то же, от устья р. Малый Зеленчук до ст. Григориполисской; 4 — то же, от ст. Григориполисской до устья; 5 — основная совокупность проб каждого участка (I—IV — номера участков от истока к устью); Б — изменение выхода тяжелых минералов в различных классах аллювия вниз по течению реки; фракции, мм: а — 1—0,5; б — 0,5—0,25; в — 0,1—0,05; В — изменение выхода тяжелых минералов в классе 0,25—0,1 мм вниз по течению (в расчете на условный осадок с M_a песчано-алеврито-глинистой части 0,3 мм); I—IV — см. А. Притоки р. Кубани: УЧ — Учкулан, Т — Теберда, МЗ — Малый Зеленчук, БЗ — Большой Зеленчук, УР — Уруп, Л — Лаба, Б — Белая, П — Пшиш, ПС — Псекупс, А — Адагум

песками (табл. 6). Наименее заметны фациальные различия в составе класса 0,1—0,05 мм, отмечается лишь слабое возрастание содержания слюд в мелкозернистых песках, алевритах и илах.

На горном участке реки минеральная ассоциация неоднократно и резко меняется в зависимости от размываемых пород. Вблизи от истока, где Кубань размывает преимущественно комплекс гранитоидов и

Таблица 6

Содержание гранатов и рудных минералов во фракции 0,25—0,1 мм различных типов аллювиальных осадков Кубани, %

Гранулометрический состав осадков	$M_d, \text{мм}$	Гранат	Рудные минералы	Число проб
Валуны галечники	>20	10,6	3,5	18
Песчано-гравийно-галечные	20—1	9,1	2,1	9
Пески с гравием	1—0,3	4,0	1,1	13
Пески мелкозернистые	0,3—0,1	1,9	0,6	27
Алевриты, илы	$<0,1$	0,6	0,2	6

кристаллических сланцев, а также вулканические лавы Эльбруса, в тяжелой фракции аллювия преобладают заимствованные из этих пород слюды, силлиманит, гиперстен и в меньшей мере гранат. Ниже по течению река размывает контактово-метаморфические образования, что

приводит к увеличению содержания граната до 22% (в классе 0,25—0,1 мм). Когда река вступает в полосу развития палеозойских терригенных пород, содержание лимонита в крупных фракциях сразу же возрастает с 1—3 до 40—50%. В осадках среднего и нижнего течения минеральная ассоциация остается практически неизменной (роговообманково-эпидотовой) на протяжении многих сотен километров, причем по источнику минералов она явно «кавказская». Почти не ощущается здесь влияние местных пород с комплексом хорошо окатанных устойчивых минералов, что обусловлено малым выходом тяжелой фракции и размером зерен в ней. «Кавказская» ассоциация минералов превалирует над местной в крупной и средней фракциях, только в мелкой (0,1—0,05 мм) «северные» устойчивые минералы играют заметную роль.

Терригенно-минералогическая подпровинция дельты су-

Фиг. 5. Зависимость минерального состава класса 0,5—0,25 мм тяжелой фракции от гранулометрического состава аллювиальных осадков Кубани

А — группа слюд, В — силлиманит, С — группа эпидота, предгорно-равнинная терригенно-минералогическая провинция: 1 — грубообломочные; 2 — песчаные осадки; горная терригенно-минералогическая провинция; 3 — грубообломочные, 4 — песчаные осадки; 5 — песчано-алеврито-глинистые осадки; светлые кружки — грубообломочные русловые осадки, темные — мелкообломочные осадки прирусловой отмели и пойменные осадки

щественно отличается по обилию слюд и лимонита от расположенной выше по течению. Это связано не с появлением нового источника питания, а с изменением характера осадконакопления за счет ослабления скорости водного потока и усиления процессов аутигенного минералообразования (Страхов, 1963). Таким образом, ТМПП дельты представляет собой типичную терригенно-минералогическую фацию (Пустовалов, 1947).

Резкое изменение выхода тяжелой фракции в аллювии Кубани при крутом повороте ее на запад (выше по течению г. Кропоткина) не может быть объяснено влиянием притоков или изменением состава раз-

мываемых пород. Возможно существование здесь в геологическом прошлом стыка северного (с Русской платформы) и южного (с Кавказа) направлений сноса обломочного материала, а также изменение геоморфологических условий (см. фиг. 1, Б), или даже направления течения Кубани в один из этапов ее истории.

В русле при переносе обломочного материала наблюдается дробление некоторых минералов, причем лучше других дробятся хрупкие минералы (гранат) и минералы с хорошей спайностью (амфиболы). Этот процесс приводит к обилию в мелких фракциях осколков гранатов и особенно амфиболов, которые транспортируются вплоть до устья. Поэтому амфиболы являются основным компонентом прибрежной терригенно-минералогической провинции Азовского моря, примыкающей к устью Кубани (Шнюков, Иноземцев, 1975). Результат дробления зерен гранатов можно исследовать с учетом их морфологии. Гладкие свежие поверхности раскола у остроугольных частиц гранатов хорошо отличимы от более «древних» шероховатых поверхностей граней. Из общего количества зерен гранатов в осадке осколки обычно составляют 60—70%. Среди осколков 80% — размером 0,1—0,05 мм и почти 20% — 0,25—0,1 мм.

Эффект истирания особенно заметен для таких минералов с низкой абразивной прочностью, как реалгар, аурипигмент, сфалерит, которые появляются наряду с другими сульфидами ниже рудника «Эльбрус» (Никогосова, 1971). Непосредственно вблизи от первоисточника их отличают малые размеры (менее 0,25 мм), неокатанность, свежесть и идиоморфизм зерен. Несколькими километрами ниже по течению зерна становятся окатанными, выветрелыми и уменьшаются в размерах, а еще через 20—30 км полностью исчезают. На равнинном участке вниз по течению реки увеличение содержания минералов групп эпидота по сравнению с амфиболами также можно объяснить неодинаковой устойчивостью этих минеральных видов к процессам истирания. Это отношение (в классе 0,25—0,1 мм) на участке Карачаевск — Невинномысск в среднем составляет 0,6, Невинномысск — г. Кропоткин — 1, г. Кропоткин — Краснодар — 2 и Краснодар (устье) — 3.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристова Г. Б. Литолого-петрографическая характеристика альбских отложений центральных районов Северного склона Кавказа и Предкавказья.— Бюл. науч. инф., Мин-во геол. СССР, М., 1968, № 18.
- Арутюнова Н. М., Саркисян С. Г. О некоторых способах обработки данных гранулометрического анализа.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4.
- Баранов Г. И. Гранитоиды центральной и восточной частей зоны Главного хребта.— В кн.: Геология СССР, т. IX. М., «Недра», 1968.
- Греков И. И., Снежко Е. А. Стратиграфия. Каменноугольная система.— В кн.: Геология СССР, т. IX. М., «Недра», 1968.
- Гриднев Н. И. Минералого-петрографическая характеристика современного руслового аллювия бассейна р. Зеравшан.— Зап. Узбек. отд. Всес. мин. о-ва, вып. 14. Ташкент, 1962.
- Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа.— Тр. Краснодарского фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 4. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Гроссгейм В. А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР. Л., «Недра», 1972.
- Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории Северо-Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Метаморфические образования Кавказа.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки).— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа, т. 2. Ставрополь, 1960.

- Кузнецов С. С.* Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении.— В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лазаренко А. А.* Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М., «Наука», 1964.
- Лунев Б. С.* Дифференциация осадков в современном аллювии.— Уч. зап. Пермского ун-та, № 174, 1967.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Никогосова Л. Р.* Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения Эльбрусского рудного поля.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Орлов Р. Ю.* Геологическая структура месторождения Кти-Теберда на Кавказе.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа, т. 2. Ставрополь, 1960.
- Пустовалов Л. В.* О терригенно-минералогических фациях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, вып. 5.
- Рентгартен Н. В., Старостина З. М.* Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на Северном склоне Центрального Кавказа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Сафронов И. Н., Герцовский О. И., Сафронов П. Н.* Вещественный состав аллювиальных отложений и покровных суглинков долины р. Кубани.— В кн.: Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. XI. Ставрополь, 1964.
- Сафронов И. Н., Лебедева Н. А.* Четвертичные континентальные отложения.— В кн.: Геология СССР, т. IX. М., «Недра», 1968.
- Сахарова Е. И., Лебедева Н. В.* Изменение средней крупности аллювия по длине горной реки (на примере р. Мзымты).— В кн.: Геоморфологические и гидрологические исследования. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Снежко Е. А.* Стратиграфия докембрия. Зона Главного хребта.— В кн.: Геология СССР, т. IX. М., «Недра», 1968.
- Снежко Е. А., Греков И. И.* Стратиграфия. Девонская система.— В кн.: Геология СССР, т. IX. М., «Недра», 1968.
- Срабонян М. X.* Строение кристаллической толщи междуречья Теберда — Б. Зеленчук.— В кн.: Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. XII. Ставрополь, 1967.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Фадеев П. И.* Пески СССР. М., Изд-во МГУ, 1951.
- Хетагуров Г. В.* Пирит, сфалерит и барит в анкеритовых конкрециях долины р. Кубани.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф.* Металлогенетические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., «Недра», 1971.
- Шамрай И. А., Орехов С. Я.* О стратиграфическом выделении четвертичных отложений на юге Европейской части СССР по минералогическим критериям.— В кн.: Матер. Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шенгелиа Д. М.* Гранулитовая фация Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
- Шнюков Е. Ф., Иноземцев Ю. И.* Источники сноса и абсолютный возраст терригенных минералов современных прибрежно-морских осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1.
- Янов Э. Н., Логинов Ю. М.* О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Friedman G. M.* Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.— J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, No. 4.
- Friedman G. M.* Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, No. 2.
- Moss A. J.* The physical nature of common sandy and pebbly deposits.— Amer. J. Sci., 1962, part 1; 1963, part 2.

Пермский государственный
университет

Дата поступления
10.XI.1975

УДК 553(43+44) (479)

О ГЕНЕЗИСЕ СТРАТИФОРМНОГО СЕРНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ АДАНГЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНАЯ АБХАЗИЯ)

М. А. БЕРИДЗЕ, В. И. БУАДЗЕ

Приводятся результаты изучения раннеюрского геосинклинального базальтоидного вулканизма и сопряженного с ним во времени и пространстве серноколчеданного стратиформного оруденения. По значениям δS^{34} сопоставляются пириты из вулканогенных пород, из конкреций надвулканогенных отложений и залегающей в них серноколчеданной залежи. Залежь рассматривается как гидротермально-осадочная, возникшая в поствулканическую стадию подводного вулканизма. Устанавливается гетерогенность серы при преобладающей роли ее ювенильного источника.

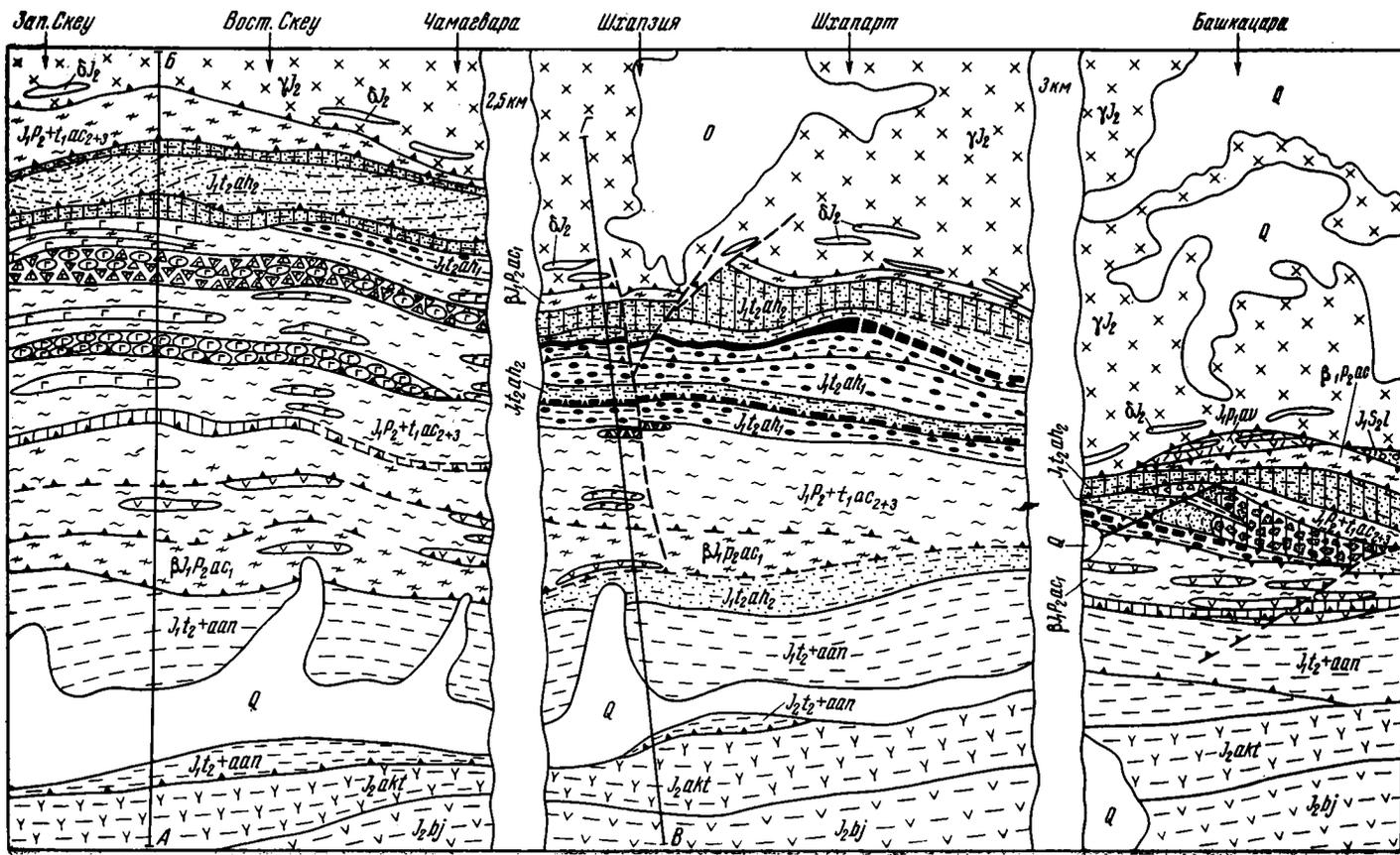
Нижнеюрская сланцевая геосинклинальная зона Южного склона Большого Кавказа характеризуется широким развитием колчеданных, колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений и рудопроявлений, генезис которых до настоящего времени остается дискуссионным. Наиболее спорны условия формирования серноколчеданных стратиформных залежей, служащих фоном развития постсерноколчеданных медно-пирротиновых, пирротин-полиметаллических и полиметаллических руд. Для решения этого вопроса весьма благоприятным объектом является Адангейское рудное поле в Абхазской части Южного склона Большого Кавказа.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ПОЛЯ

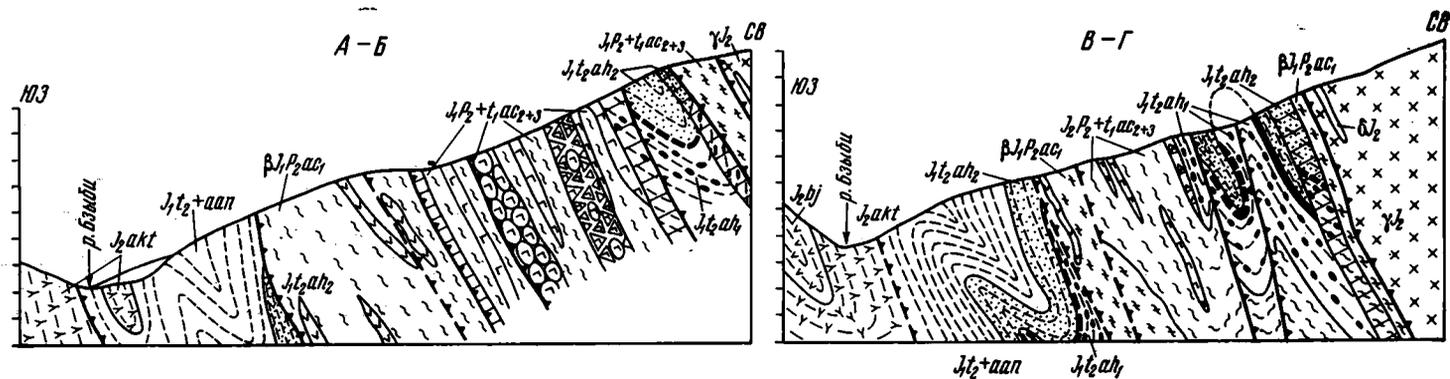
По степени погружения дна нижне-среднеюрской геосинклинали, интенсивности осадконакопления и характеру вулканизма в Горной Абхазии выделяются северная, промежуточная и южная фациальные подзоны. К наиболее прогнутой северной подзоне тяготеет Адангейское рудное поле, расположенное между перевалом Аданге на востоке и ущельем р. Западный Скеу на западе (фиг. 1).

Наиболее древние образования раннеюрской осадочной серии — породы синемюр-плинсбахской лашипсинской (олигомиктово-кварцевые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев, пластовые жилы уралитово-лабрадоритовых диабазов) и плинсбах-домерской авадхарской (туфы, туфобрекчии, покровы и субвулканические тела асидного состава) свиты — обнажены на востоке рудного поля, в зоне «Главного надвига», в виде тектонических клиньев.

Более широко развиты глинисто-сланцевые отложения ацгарской свиты (верхний плинсбах — нижний тоар), слагающие ядро и северное крыло Адангейской антиклинали и северное крыло Шхапзийской синклинали. В составе свиты выделяются две толщи: нижняя, образованная чередованием нормальных и ороговикованных аспидно-глинистых слан-



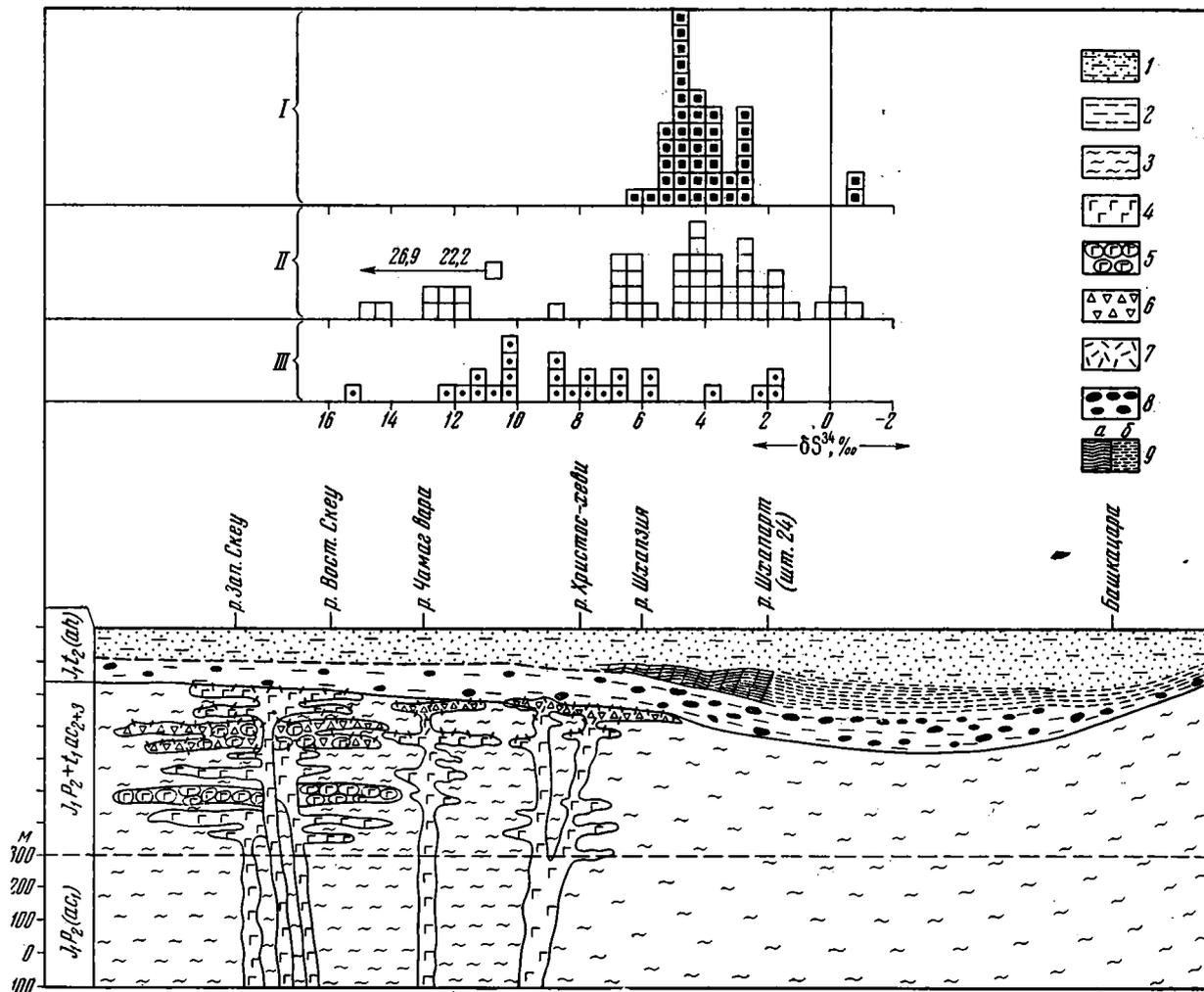
- | | |
|----|---------------|
| 1 | 12 |
| 2 | 13 |
| 3 | 14 |
| 4 | 15 |
| 5 | 16 |
| 6 | 17 |
| 7 | 18 |
| 8 | 19 |
| 9 | $a \delta$ 20 |
| 10 | $a \delta$ 21 |
| 11 | $a \delta$ 22 |



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Адангейского рудного поля (составлена по данным Ш. А. Адамия, М. А. Беридзе, Г. Н. Хомерики, З. И. Лоладзе, Т. Э. Кердзая, А. Г. Тварчелидзе)

I — четвертичные отложения (Q); средняя юра, байос, порфирировая серия (I_2b_j); 2 — слоистые туфы, туфобрекчи, лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов; средняя юра, аален, кутукухская свита (I_{2akt}); 3 — слоистые туфы и мелкообломочные туфобрекчи спилитовых, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов с примесью кварц-кератофирового материала и с редкими пачками глинистых сланцев; нижняя — средняя юра, верхний тоар — аален, анчойская свита (I_{1t_2+ann}); 4 — глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты; нижняя юра, верхний тоар, верхняя толща ахейской свиты ($I_{1t_2ah_2}$); 5 — алевролиты и мелкозернистые песчаники слюдисто-плагиоклазово-кварцевого состава с прослоями глинистых сланцев и сланцеватых аргиллитов; нижняя юра, верхний тоар, нижняя толща ахейской свиты ($I_{1t_2ah_1}$); 6 — глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты с конкрециями пирита и редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников; нижняя юра, верхний плинсбах — нижний тоар, ашгарская свита, верхняя и средняя толщи ($I_1P_2+t_1ac_{2+3}$); 7 — шаровые лавы спилитовых пород диабаз-витрофирит — вариолитового ряда; 8 — фрагментированные шаровые лавы с аргиллитовой и гналокластитовой связующими массами; 9 — обломочные брекчи шаровых лав с аргиллитовой связующей массой; 10 —

глинистые сланцы; 11 — ороговикованные разности глинистых сланцев; нижняя юра, верхний плинсбах, нижняя толща ашгарской свиты ($\beta I_1P_2ac_1$); аспидно-глинистые сланцы (10) и их ороговикованные разности (11); нижняя юра, нижний плинсбах, авадхарская свита (I_1P_1av); 12 — туфы и мелкообломочные туфобрекчи кварцевых кератофиров; 13 — лавы кварцевых кератофиров; нижняя юра, верхний синемюр, лашипсинская свита (I_1S_2l); 14 — средне-крупнозернистые олигомиктовые кварцевые песчаники с редкими прослоями конгломератов, гравелитов, глинистых сланцев и пластовыми жилами уралитово-лабрадорных диабазов; 15 — силлы позднеплинсбах-раннетоарских спилитовых диабазовых витрофиритов; 16 — пластовые жилы и дайки байосских уралитово-лабрадорных диабазов; 17 — среднеюрские гранитоиды (γI_2); 18 — постсреднеюрские дайки диабазов (δI_2); 19 — крупномозаичные тектонические брекчи мономиктового состава; 20 — стратиформная серноколчеданная залежь с наложенной медно-пирритиново-полиметаллической минерализацией унаследованно-стратиформного типа: а — установленная, б — предполагаемая; 21 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 22 — зоны брекчированных пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (а — установленные, б — предполагаемые)



Фиг. 2. Фациальный профиль Адагейского рудного поля для позднеплинсбах-тоарского времени и гистограмма значений δS^{34} пиритов (горизонтальный масштаб профиля в 2,5 раза меньше вертикального, кроме отрезка Шкацарт-Башкацара, где горизонтальный масштаб в 4 раза меньше вертикального).

Нижняя юра, верхний тоар, ахейская свита (I_1t_2ah): 1 — верхняя толща — алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев, 2 — нижняя толща — глинистые сланцы с конкрециями пирита; нижняя юра, верхний плинсбах — нижний тоар, средняя и верхняя толщи ацгарской свиты ($I_1P_2+t_1ac_{2+3}$) и верхний плинсбах — нижняя толща ацгарской свиты ($I_1P_2ac_1$): 3 — глинистые сланцы; 4 — субвулканические тела спилитовой фазы пород диабазово-витрофитового ряда; 5 — спилитовые шаровые лавы; 6 — обломочные брекчи шаровых лав; 7 — пиритизация в вулканитах; 8 — конкреции пирита; 9 — стратиформная рудная залежь (а — установленная, б — предполагаемая); на гистограмме: I — пириты из стратиформной серноколчеданной залежи, II — пириты из конкреций; III — прожилки и вкрапленники пирита в вулканитах

цев с пластовыми жилами и дайками уралитово-лабрадоровых диабазов, и верхняя, сложенная аспидно-глинистыми сланцами и спилитовыми вулканогенами. Наиболее широко вулканогенные образования развиты в западной части рудного поля (фиг. 1), где их видимая мощность достигает 220 м. Количество вулканогенного материала с запада (р. Западный Скеу) на восток (р. Шхапзия) уменьшается до полного замещения вулканогенной фации глинисто-сланцевой (фиг. 2).

Над ацгарской свитой залегают колчеданосные отложения ахейской свиты (тоар), наиболее полно представленной в Шхапзийской синклинали, где мощность свиты достигает 250 м. Она четко делится на две толщи. Нижняя — преимущественно глинисто-сланцевая с конкрециями пирита, постепенно переходит в верхнюю — песчано-сланцевую, к кровле которой увеличивается роль песчаников. Надо полагать, что отложение верхней толщи ахейской свиты сопровождалось нарастанием колебательных движений дна геосинклинали и его воздыманием. Уменьшение амплитуды погружения наиболее заметно отразилось в восточной части рудного поля (к востоку от участка Башкацара), что обусловлено также влиянием Центрально-Абхазской подзоны (наиболее приподнятая область доюрского фундамента), в пределах которой в течение всей ранней юры и аалена накапливались осадки с незначительными мощностями (Адамия и др., 1975).

На южном крыле Адангейской антиклинали ввиду его редуцированности надвигом выходы ахейской свиты встречаются фрагментарно. Вместе с тем по надвигу нижняя толща ацгарской свиты контактирует с листоватыми сланцами анчхойской свиты ааленского возраста. Последняя сменяется маломощной кутыкухской свитой (верхний аален), в которой широко развиты вулканогенно-осадочные образования. Состав пород кутыкухской свиты, перекрываемой байосской порфиритовой серией (фиг. 1), имеет переходный характер между глинисто-сланцевой (лейас — аален) и вулканогенной (байос) толщами (Беридзе и др., 1972).

ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА

В ранне-среднеюрской истории геологического развития изученной территории, как видно из приведенных данных, можно выделить раннеплинсбахскую, позднеплинсбахско-раннетоарскую и позднеааленбайосскую фазы вулканизма.

Продукты раннеплинсбахского вулканизма (авадхарская свита) в Горной Абхазии локализованы в полосе, трассирующей границу между двух геотектонических зон — Главного хребта, сложенного древними гранитоидами и кристаллическими сланцами, на севере и лейасской глинисто-сланцевой геосинклинальной зоны на юге. Эти образования выявлены в северо-восточной части рассматриваемой территории на участке Башкацара (фиг. 1), где из-за фрагментарности выходов авадхарской свиты (тектонический клин) нет полного набора вулкаников, характерных для данной фазы вулканизма. Здесь господствуют липарито-дацитовые породы, химический состав которых иллюстрируется табл. 1.

Западнее Адангейского рудного поля, в полных разрезах авадхарской свиты, устанавливается антидромная последовательность извержений от липаритов и липарито-дацитов до андезитов и андезито-базальтов с одинаковой высокой степенью альбитизации всех членов названного спектра пород (Беридзе, 1973).

Позднеплинсбахско-раннетоарская фаза вулканизма проявилась синхронно с накоплением осадков средней и верхней толщ ацгарской свиты (фиг. 1, 2). В вулканических образованиях преобладают породы собственно эффузивной субфации при незначитель-

ном развитии субвулканической и почти полном отсутствии эксплозивной субфаций. Вулканыты представлены спилитовыми базальтоидами с непрерывным структурным рядом от авгит-альбитовых и альбит-хлоритовых диабазов до диабазовых витрофиритов, вариолитов и чистых стекловатых корок закалки.

В собственно эффузивной субфации, следуя классификациям Д. Карлайла (Carlisle, 1963) и И. В. Хворовой (1966), наряду со слабо фрагментированными и шаровыми лавами можно выделить изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, а также гиалокластические аквагенные туфы. При этом в обнажениях наблюдаются постепенные переходы между названными структурными разновидностями пород.

Таблица 1

Химический состав пород раннеплинбасхской фазы вулканизма

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	ППП	Сумма
2039*	64,53	0,45	15,31	0,94	5,58	0,10	1,10	2,77	5,90	0,80	Сл.	0,23	0,27	2,23	100,24
2042	73,66	0,15	12,35	0,66	1,98	Сл.	2,87	0,87	6,10	0,30	»	0,64	0,21	0,53	99,72
2692	65,51	0,62	14,26	1,31	4,14	0,10	2,22	2,80	6,00	0,30	»	0,16	0,19	2,35	99,96
2693	66,05	0,55	14,44	0,83	4,14	0,10	1,66	3,04	5,00	1,40	»	0,23	Нет	2,62	100,06
2694	65,04	0,65	14,96	0,99	4,14	0,10	2,22	2,72	5,90	0,30	»	0,19	»	3,06	100,27

* 2039, 2042 — субвулканические пластовые жилы, 2692, 2693, 2694 — крупнообломочные туфы; анализы Л. И. Беридзе.

Центральные части лавовых потоков и ядра шаровых тел обычно хорошо раскристаллизованы и представлены альбит-хлоритовыми, реже авгит-альбитовыми диабазами гиалоофитовой структуры, нередко с удлиненно-шестоватыми кристаллами альбита, образующими радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. К перифериям потоков и шаровых тел приурочены витрофириты и вариолиты со сферолитовой, нематобластовой или метельчатой структурами. Непосредственные контакты лавовых образований с вмещающими породами или связующей массой шаровых тел представлены хлоритизированными корками закалки палагонитового стекла. Химические анализы образцов хлоритизированного вулканического стекла из корок закалки показывают, что состав их приближенно делесситовый или тюрингитовый (табл. 2). Нередко межшаровые пространства заполнены раздробленными фрагментами вулканического стекла, превращенного в агрегат вторичных минералов.

Таблица 2

Химический состав корок закалки лавовых образований

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Влага	ППП	Сумма	$\frac{FeO}{MgO}$
2071	28,89	1,85	17,05	4,08	17,46	0,14	0,66	18,02	Сл.	Сл.	Сл.	0,32	0,50	10,70	99,67	0,96
2277	24,30	0,52	21,57	5,32	30,63	1,27	1,24	7,59	Нет	Нет	Нет	0,29	0,38	7,46	99,67	4,03

В изолированно-шаровых и обломочно-шаровых брекчиях связующую массу слагают аргиллитовые породы, не обладающие сланцевой текстурой. В связующей массе изолированно-шаровых брекчий, нередко в значительном количестве, содержится гиалокластический туфовый материал, подвергшийся интенсивной хлоритизации, окварцеванию, пиритизации и в меньшей степени карбонатизации. В изолированно-шаровых брекчиях фрагменты лав характеризуются причудливыми неправильно-извилистыми очертаниями, тогда как форма обломков из

обломочно-шаровых брекчий угловатая, приближающаяся часто к пирамидальной. Гиалокластиты характеризуются нерезкими границами с шаровыми лавами и изолированно-шаровыми брекчиями, с которыми пространственно тесно связаны. В них отсутствуют слоистость и вертикальная сортировка материала, вместе с тем отмечается постепенный переход в нормальные, местами слабо уплотненные аргиллиты.

По составу и структуре описанным лавовым потокам идентичны пластовые жилы и дайки альбитовых (спилитовых) диабазов, залегающих под эффузивными накоплениями и, следовательно, являющихся их субвулканической фацией. Насыщенность среды застывания водой способствовала возникновению изолированной гидротермальной системы, обусловившей развитие процессов хлоритизации, окварцевания, карбонатазации и пиритизации.

Таблица 3

Химический состав продуктов позднеплинбасхско-раннетюркской фазы вулканизма

№ п.п.	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	Влага	ППП	Сумма
1	13/73	53,8	2,4	16,1	0,56	4,6	0,07	6,7	3,72	5,96	0,10	0,36	0,42	0,22	4,42	99,43
2	2084	53,36	1,50	18,27	2,80	4,32	0,45	1,10	6,59	6,80	Нет	Сл.	0,18	0,42	3,98	99,77
3	2090	48,64	1,97	18,09	4,28	5,40	0,50	1,21	7,30	6,60	0,20	»	0,31	0,75	4,79	100,04
4	2098	54,31	1,37	14,96	3,17	6,12	0,50	1,21	7,86	4,00	Нет	»	0,18	0,43	5,55	99,66
5	2581	47,69	1,72	16,83	3,65	7,92	0,14	2,11	8,48	4,00	»	»	0,26	0,61	6,36	99,76
6	2104	51,67	1,60	14,26	2,72	8,82	0,21	1,73	5,16	4,60	»	»	0,25	0,27	2,59	99,88
7	2107	48,17	1,32	13,92	2,36	10,44	0,17	4,75	7,62	4,30	»	»	0,18	0,61	5,89	99,73
8	2614	50,80	1,65	13,00	2,58	8,46	0,14	1,17	7,12	5,60	»	»	0,13	0,48	2,96	100,09
9	2264	50,00	2,12	12,72	5,20	7,28	0,14	1,76	6,27	5,20	»	»	0,19	0,19	3,13	100,20
10	2281	55,60	1,71	12,52	2,85	6,66	0,27	8,07	4,89	4,22	0,07	0,27	0,41	0,22	2,06	99,82
11	2490	48,05	2,07	19,14	2,72	8,19	0,17	1,78	4,88	6,60	Нет	Сл.	0,20	1,28	4,89	99,97
12	2284	55,19	1,07	13,60	6,63	6,12	0,10	0,97	3,33	5,70	»	»	0,14	0,43	6,89	100,17
13	2357	54,65	1,12	17,00	3,25	6,12	0,10	3,45	4,41	4,80	»	»	0,23	0,20	4,48	99,81
14	2075	51,52	1,80	15,13	2,35	7,38	0,28	2,54	8,65	4,40	0,2	»	0,27	0,40	4,68	99,60

Обломки диабазовых витрофритов (2, 3, 4 — Западный Скеу) и микролитовых диабазовых порфиритов (1, 5 — р. Христос-Хеви) из гиалокластических брекчий. Пластовые жилы диабазовых витрофритов (6 — р. Западный Скеу, 10 — р. Восточный Скеу), хлоритизированных диабазовых порфиритов (7 — р. Западный Скеу), альбит-пироксеновых гиалофитовых диабазов (9 — р. Восточный Скеу, 8 — р. Западный Скеу), альбит-хлоритовых гиалофитовых диабазов (12 — р. Чамагвара) и микролитовых диабазовых витрофритов (11 — р. Восточный Скеу, 14 — р. Западный Скеу, 13 — р. Шхалзия); аналитики Л. И. Беридзе, А. А. Латария.

Несмотря на развитие вторичных процессов (хлоритизация, окварцевание, карбонатазация, пиритизация), химические анализы (табл. 3) выявляют принадлежность описываемых диабазово-вариолитовых вулканических пород к типичным альбитизированным базальтам и андезитобазальтам (спилитам) с содержанием SiO₂ от 47,65 до 55,6% и Na₂O от 4,0 до 6,8%. Вместе с тем характерным является крайне низкое, не превышающее 0,2%, содержание K₂O и высокое (1,0—2,4%) количество TiO₂. По этим особенностям охарактеризованные базальтоиды родственны океаническим толеитовым лавам.

Байосская фаза вулканизма ознаменовалась формированием мощной серии вулканогенных пород спилит-порфирит-диабазовой формации (Дзоценидзе, 1948; Джанелидзе, 1972), развитой в вулканогенной геосинклинали (Гагра-Джавская зона, по П. Д. Гамкрелидзе, 1966), примыкающей к сланцевой геосинклинали зоне с юга. Следуя выводам Г. С. Дзоценидзе (1948), в сланцевой геосинклинали выражением байосского вулканизма надо считать авгит-альбитовые (спилитовые) и уралитово-лабрадоритовые диабазы. Первые из них, образующие силловые тела, залегают обычно в верхней части сланцевой серии, а вторые, представленные преимущественно дайками, локализованы в нижней ее части (Дзоценидзе, 1948, 1966; Беридзе, 1964). Эти образования нередко пространственно ассоциируют с описанными выше эффу-

зивами раннеплинсбахской и позднеплинсбахско-раннетоарской фаз вулканизма.

Изложенный материал позволяет говорить об обособленности геолого-генетической позиции лейасского вулканизма (проявившегося раннеплинсбахской и позднеплинсбахско-раннетоарской фазами) в сланцевой зоне от байосского, развитого в вулканогенной геосинклинальной зоне.

Продукты лейасского вулканизма, относящиеся к спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациям, должны быть объединены в контрастную ассоциацию, характерную для ранних стадий развития геосинклинальных областей (Фролова, 1973). При этом наблюдается четкая зональность в распределении пород кислой и основной групп по отдельным вулканотектоническим структурам. Так, вулканы кислой группы (авадхарская свита), представляющие собой продукты наиболее ранней фазы (ранний плинсбах) лейасского вулканизма, располагаются в периферической части сланцевой геосинклинали — на границе с палеозойским кристаллическим субстратом Главного хребта (унаследованная геоантиклиналь). Базальтоиды же основной группы, возникшие при позднеплинсбахско-раннетоарской фазе вулканизма, тяготеют к осевой зоне геосинклинального прогиба¹. Надо полагать, что в позднем плинсбахе — раннем тоаре в пределах рассматриваемой территории располагались центры излияния базальтовой магмы², поднимавшиеся по раскрытой трещине, связанной с глубинным подкоровым магматическим очагом. С раннего тоара, как было отмечено, начались колебательные движения ложа северной фациальной подзоны, что ознаменовалось прекращением вулканических излияний.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СТРАТИФОРМНОГО СЕРНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО СТАНОВЛЕНИЯ

Геологическая позиция стратиформного серноколчеданного оруденения определяется его приуроченностью к границе глинисто-сланцевой (подрудной) и песчано-сланцевой (надрудной) толщ ахейской свиты и пространственным размещением подстилающих эту свиту базальтоидных вулканитов позднеплинсбахско-раннетоарской фазы вулканизма. Рудоносный уровень располагается выше кровли подводных накоплений вулканитов на 100—150 м (фиг. 2).

Породы вулканогенного горизонта и надвулканогенной (подрудной) глинисто-сланцевой толщи характеризуются широким развитием пиритных обособлений. Вертикальный диапазон их размещения ограничивается серноколчеданной стратиформной залежью.

В вулканогенном горизонте развиты преимущественно прожилковые обособления пирита, контролируемые контракционными трещинами, приуроченными к зальбандам покровов. Часто встречаются также пиритовые каймы, окружающие зоны закалок шаровых и обломочно-шаровых лавовых тел. Прожилки и вкрапленники пирита отмечаются также в глинисто-алевритовой массе, в которую погружены вулканические обломки. Во всех этих случаях пирит ассоциирует с кварцем и хлоритом. Пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация не выходит за пределы вулканогенного горизонта.

¹ К югу от прогиба, в пределах Центрально-Абхазского поднятия, в раннем плинсбахе также получили распространение продукты кислого вулканизма, сходные по составу с авадхарской свитой; базальтоидные породы в этой зоне отсутствуют.

² Подобные центры в сланцевой геосинклинали Большого Кавказа отмечены Л. А. Варданяцем (1943), Г. С. Дзюценидзе (1948), А. П. Лебедевым (1950), А. Г. Долгих и В. Б. Черницыным (1971), В. И. Шевченко с соавторами (1973) и другими исследователями.

Следует полагать, что возникновение пиритной минерализации произошло синхронно со становлением вулканогенного горизонта. Образование контракционных трещин и их заполнение пиритовыми массами либо возникновение зон закалок и их обрастание пиритовыми каймами происходило почти одновременно. Надо думать, что при погружении раскаленных масс лавы в иловый осадок и при обильном выделении из лавового накопления газовой фазы, смешивавшейся с иловой водой, при необходимом давлении столба океанической воды создавалась локальная гидротермальная система. В компонентном составе последней принимали участие связанные с излиянием базальтовой магмы эманации, обогащенные галлоидными соединениями железа и сероводорода.

В надвулканогенной глинисто-сланцевой толще пириты образуют конкреции и тонкие прослойки, количество которых нарастает от подошвы толщи к кровле — к лежащему боку стратиформной серноколчеданной залежи. В этом же направлении увеличиваются размеры конкреций, нередко достигающие 20—30 см в поперечнике. Вблизи лежащего бока рудного тела конкреции пирита ассоциируют с пиритовыми прослоями, переслаивающимися с глинистыми сланцами.

Образование конкреций связано с зарождением в иловом осадке коллоидальных центров пиритообразования. Увеличение количества и размеров конкреций по мере приближения к рудному телу показывает, что параллельно с формированием глинисто-сланцевой толщи в иловых осадках происходила аккумуляция большой массы серы, в последующем израсходованной на возникновение конкреций. Аномально высокая концентрация последних в подрудной глинисто-сланцевой толще, на участке стратиформного серноколчеданного оруденения, позволяет рассматривать диагенетическое пиритообразование как начальную стадию становления стратиформной серноколчеданной залежи. Нам представляется, что в снабжении области конкрецеобразования серой ведущую роль играла поствулканическая гидротермальная деятельность позднеплинсбахско-раннетюарской фазы вулканизма.

Стратиформная залежь серноколчеданных руд, как было отмечено, завершает пиритоносный разрез. При этом наличие вулканических накоплений с пиритизацией, синхронной вулканизму, повышенная конкреционность подрудной глинисто-сланцевой толщи и размещение стратиформной серноколчеданной залежи — все это наблюдается в пределах узкой линейной полосы, которая, по всем данным, может рассматриваться как магмурудоподводящий канал синседиментационного заложения. Рудная залежь, расположенная в блюдцеобразном понижении (фиг. 2), пространственно смещена от области вулканических накоплений, создававших возвышенную часть подводного палеорельефа.

Рудное тело характеризуется неоднородностью строения. К подошве и к кровле залежи тяготеет переслаивание рудных и нерудных прослоев, что наиболее четко выражено в зоне лежащего контакта. К центральной части залежь становится монотонной.

Маломощные рудные прослои практически являются рудносиликатами. Силикатная часть представляет собой аргиллитовую массу, в которой взвешены мелкие зерна, идиоморфные кристаллы, обломки кристаллов и агрегатные скопления пирита. Повсеместно встречаются дендритовидные и хлопьевидные пиритные обособления, которые соединяясь, образуют дуго- и червеобразные фигуры и кольцевые агрегаты. В нижних частях слоев силикатная составляющая вытесняется и руды становятся компактными. Последние обладают брекчиевидным текстурным рисунком. Брекчиевидные обособления оконтурены тонкими аргиллитовыми прокладками с пылевидной вкрапленностью пирита. В рудных прослоях местами встречаются шарообразные пиритные обособления, центральные части которых представлены пиритом, а перифериче-

ские — пиритовыми глобулами, иногда погруженными в халькопиритовую массу.

От контактов к центру залежи резко сокращается количество аргиллитовой составляющей. Ее место занимает синхронный с рудоотложением кварц, содержание которого местами так велико, что руда становится кремнисто-сульфидной. В сплошных серноколчеданных рудах кварц заполняет интерстиции между зернами пирита, иногда встречаются кварц-пиритовые шарообразные выделения, центральные части которых представлены пиритом, а периферические — кварцем. Иногда в сплошных рудах выявляется полосчатость, обусловленная чередованием пиритовых и кварц-пиритовых зон. В последних зерна и агрегаты пирита взвешены в кварцевой массе.

Особенности строения руд и закономерности их локализации можно объяснить с позиции возникновения химических осадков на дне бассейна осадконакопления за счет гидротерм вулканического происхождения (Дзоценидзе, 1969; Смирнов, 1967). Механизм рудообразовательного вулканогенно-осадочного процесса представляется нам следующим.

В поствулканическую стадию позднеплинсбахско-раннетюрского базальтоидного подводного вулканизма происходило неоднократное выделение газо-гидротерм. Согласно представлениям К. К. Зеленова (1972), эта фаза, попав под высокое давление столба воды, должна была в придонной части бассейна расслоиться в жидком состоянии. Газовая составляющая в результате расширения могла переместить газо-гидротермальную фазу в сторону блюдцеобразного понижения палеорельефа, сопряженного с востока с областью накопления вулканитов.

В газо-гидротермальной фазе, исходя из существующих представлений о способах переноса металлов, железо, вероятно, содержалось в виде галлоидных соединений. Диссоциация последних при интенсивном притоке серы обусловила возникновение придонной дисульфидно-коллоидной взвеси, заполнившей указанное блюдцеобразное понижение. Ограниченная смесимость гипогенных рудных растворов и морской воды (Скрипченко, 1972; Väcker, Richter, 1974) обеспечила застойность коллоидального накопления в блюдцеобразном понижении и закрытость системы рудообразования. Энергичное пополнение этой системы дисперсной фазой дисульфида железа происходило еще в иловом состоянии осадков в условиях продолжавшегося осадконакопления. Формирование рудного тела происходило в результате осаждения дисульфидного геля при взаимодействии металлов и сероводорода — стабилизатора коллоидных частиц (Чухров, 1955). Диагенез сульфидного геля сопровождался разламыванием и дезориентацией рудных обломков и слагавших их кристаллов пирита. В рудносиликатных (аргиллитовых) слоях этот процесс осуществлялся при достижении тектурного равновесия между глинистой и сульфидной составляющими.

Серноколчеданная рудная залежь, в результате длительного воздействия тектонических напряжений, интенсивно метаморфизована. Она захвачена и значительно редуцирована широко развитой в районе постсерноколчеданной медно-пирротиново-полиметаллической минерализацией, условия формирования которой здесь не рассматриваются.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ПИРИТОВ

Охарактеризованное выше последовательно-сопряженное развитие процессов формирования прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации в вулканитах, пиритовых конкреций в надвулканогенной (подрудной) глинисто-сланцевой толще и стратиформной серноколчеданной залежи подтверждается изотопным составом серы этих образований.

Изотопные измерения (118 определений) были произведены в лаборатории изотопов (руководитель М. Ш. Кавиладзе) Тбилисского государственного университета на масс-спектрометре типа МИ-1305. Результаты анализов воспроизводились с точностью $\pm 0,02\%$ от отношения S^{32}/S^{34} стандарта (метеоритная сера имеет величину S^{32}/S^{34} , равную 22,22).

ПИРИТЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Распределение прожилков и вкрапленников пирита в вулканогенных породах, как было показано, происходило при высоких температурах параллельно со становлением вулканитов. Этот синвулканический процесс мог протекать в локальной гидротермальной системе с активным участием сульфатсодержащей иловой воды и галлоидных соединений железа.

Спектр значений δS^{34} пиритов (фиг. 2) лежит в пределах от 1,74 до 15,1‰. При этом, судя по средним значениям δS^{34} (табл. 4), с запада

Таблица 4

Средние значения δS^{34} , ‰

Типы пиритовых образований	В целом	По участкам			
		Скеу-Чамагвара	Шхაპзია	Шхაпарт	Башкацара
Прожилки и вкрапленники пирита из вулканитов	8,3 (25) *	7,5 (13)	9,1 (12)	—	—
Конкреции пирита из надвулканогенной (подрудной) толщи	5,6 (49) **	9,6 (8)	4,12(31)**	4,5	4,2 (9)
Стратиформная залежь серноколчеданных руд (участки, не затронутые постсерноколчеданной минерализацией)	4,2 (42)	—	3,6 (22)	4,5 (15)	4,6 (5)

* В скобках указано количество определений.

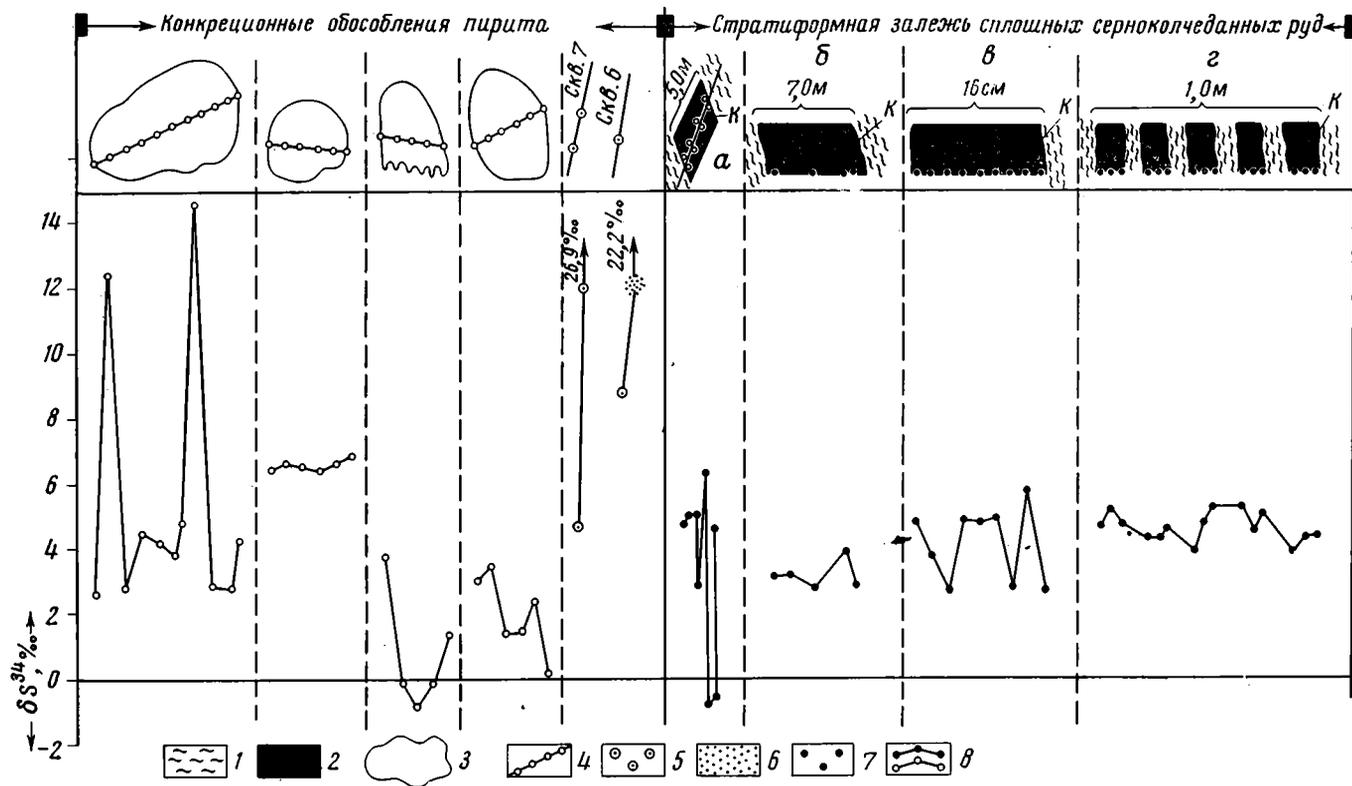
** Не учтены два аномальных значения δS^{34} (22,2 и 26,9‰).

(Скеу-Чамагвара) на восток (Шхაპзია) по мере приближения к площади развития стратиформного серноколчеданного оруденения происходит некоторое утяжеление серы.

Следует полагать, что сульфатные иловые воды, участвовавшие в гидротермальном процессе пиритообразования, являлись основным источником пиритной серы. Это допущение предусматривает химическое восстановление сульфатной серы до сульфидной. Высокотемпературные условия, необходимые для этого процесса (Гриненко и др., 1969), вероятно, поддерживались поверхностями шаровых и обломочно-шаровых лавовых тел, служивших осадителями пиритовых масс.

ПИРИТНЫЕ КОНКРЕЦИИ

Результаты изотопного анализа серы пиритов (конкреции, прослойки) из подрудной глинисто-сланцевой толщи (49 определений) приведены на фиг. 2. Значения δS^{34} варьируют от $-0,94$ до $14,7\%$ ($\delta S^{34}_{cp} = 4,5\%$). Точечное опробование и изучение срезов отдельных конкреций (фиг. 3) большей частью показывает их изотопную однородность. Максимальный разброс между крайними значениями δS^{34} составляет 4‰. Лишь в одной конкреции разброс доходит до $10-11\%$. В двух случаях было установлено аномальное утяжеление серы ($\delta S^{34} = 26,9; 22,2\%$). Соответствующие пириты представляют собой пылевидную вкрапленность, по всем данным биогенного происхождения. В них сосредоточена возникшая при полной редукции морского сульфата сера.



Фиг. 3. Вариации значений δS^{34} конкреционных пиритов и пиритов стратиформной залежи серноколчеданных руд
 1 — глинистые сланцы; 2 — сплошные серноколчеданные руды; 3 — крупные конкреции пирита; 4 — места взятия проб в крупных конкрециях (точечное опробование); 5 — мелкие конкреции пирита и места их отбора; 6 — пылевидная вкрапленность пирита; 7 — места отбора пиритов из сплошных серноколчеданных руд; 8 — кривые вариации значений δS^{34} в конкрециях и серноколчеданных рудах, разрезы серноколчеданной залежи: а — по скв. б, б — по р. Шхалзия, в — штуф из высшего контакта рудного тела (шт. 39), г — разрез серноколчеданной залежи по шт. 22 (переслаивание глинистых сланцев и пиритных прослоев), к —исячий контакт

Ведущая роль процесса сульфатредукции в возникновении сульфидной серы при диагенетическом сульфидообразовании доказана (Виноградов и др., 1962; Гриненко, Гриненко, 1974). Вместе с тем рассматриваемый материал (представительный как по количеству проанализированных проб, отобранных во всем доступном объеме конкреционной толщи рудного поля, так и по детальности изучения особенностей распределения изотопов серы внутри отдельных конкреций) выявляет отсутствие широкого спектра значений δS^{34} в обе стороны от метеоритного стандарта (фиг. 2). Это исключает возможность получения серы конкреций при медленной редукции сульфатов иловых вод. Вместе с тем локализация изотопных значений в области сульфатной серы могла бы указывать на быструю редукцию сульфатов и заимствование восстановленной серы на образование конкреций. Однако такому допущению противоречит отсутствие тенденции приближения значений δS^{34} к изотопному составу серы океанического сульфата ($\delta S^{34} = 20\%$).

Таким образом, выявленные особенности распределения изотопов серы в конкрециях не полностью подчиняются механизму снабжения среды конкрециообразования биогенной серой, восстановленной из сульфатов. Не исключена возможность, что в образовании конкреционных пиритов ведущую роль играла привнесенная гидротермальными растворами сера, обусловившая зарождение коллоидальных центров конкрециообразования в иловых осадках. Конкреционная сера при этом должна считаться гетерогенной, поскольку, по всей вероятности, представляла собой смесь серы двух источников — ювенильного и экзогенно-сульфатного. Сера сульфатного источника генерировалась как в результате магматического высокотемпературного процесса (переработкой морских вод нисходящей циркуляции), так и посредством биогенной сульфатредукции.

При образовании конкреций гетерогенность серы в разных частях бассейна была выражена неодинаково. Она должна была проявиться слабо на участках с максимальным притоком глубинной серы. Так, в границах выявленного и предполагаемого стратиформного серноколчеданного оруденения (Шхазия-Башкацарский отрезок рудного поля, см. фиг. 2) конкреции характеризуются значениями изотопных отношений, близкими к стандартным. Средние значения δS^{34} в Шхазийском и Бакацарском рудоносных участках равны 4,12 и 4,2‰ соответственно (табл. 4). Восточнее области распространения стратиформных серноколчеданных руд сера конкреционных обособлений заметно утяжелена ($\delta S^{34}_{sp} = 9,6\%$). Следовательно, минимальное (до 4‰) утяжеление серы конкреционных пиритов зависит от максимальной степени насыщения среды конкрециообразования глубинной серой или наоборот.

ПИРИТЫ СТРАТИФОРМНОЙ СЕРНОКОЛЧЕДАННОЙ ЗАЛЕЖИ

Методика подготовки материала для изотопных исследований была определена исходя из вулканогенно-осадочного способа рудообразования, подтвержденного данными настоящей статьи, а также результатами специальных физико-химических исследований (Твалчрелидзе, 1974). Отбор образцов производился в сечениях по мощности рудной залежи для прослеживания особенностей поведения изотопов серы от лежащего бока залежи к висячему. В связи с этим тщательно опробовались призальбандовые зоны переслаиваний рудных прослоев с глинистыми сланцами, а в интервалах развития монотонных руд — текстурные их разновидности.

Пириты рассматриваемой залежи (42 определения) характеризуются узким диапазоном изотопных отношений (фиг. 2). Значения δS^{34} варьируют от 2,6 до 6,3‰ (за исключением двух определений с δS^{34}

—0,79 и —0,9‰). Среднее значение δS^{34} равно 4,2‰. Аналогичны средние значения по отдельным рудоносным участкам (табл. 4). Из этих данных видно, что сера во всем изученном объеме стратиформной серноколчеданной залежи является исключительно гомогенной.

Гомогенность серы хорошо выявляется в срезах рудного тела по мощности (фиг. 3). В исследованных пяти рудных прослоях (мощностью 20—25 см), переслаивающихся с глинистыми сланцами (фиг. 3, з), разница между крайними значениями δS^{34} в каждом прослое составляет 0,5—0,2—1,2—0,7 и 0,5‰ соответственно. При этом закономерность распределения изотопов серы по мощности прослоев не устанавливается. Максимальный разброс значений δS^{34} выявляется в прикровельных частях наиболее мощных рудных интервалов. Максимальная разница между крайними значениями δS^{34} составляет 7, 1 и 3‰ (фиг. 3, а—в). Можно предполагать, что при диagenетическом превращении сульфидного геля происходило его затрясение биогенной серой со стороны кровли — на контакте с перекрывающим гелевое накопление иловым осадком. В штучных образцах пиритов преимущественны значения δS^{34} в интервале 4—5‰. Исключение составляют брекчиевидные руды с сочетанием тонко- и среднезернистых участков. Пириты среднезернистых участков по сравнению с таковыми из тонкозернистых содержат утяжеленную на 2,3—7,2‰ серу. При этом значения δS^{34} тонкозернистых пиритов ближе к стандарту, что, вероятно, обусловлено перераспределением изотопов серы между разноструктурными массами пирита при диagenезе геля.

Узкий диапазон разброса значений δS^{34} и близкий к стандарту средний изотопный состав серы ($\delta S_{sp}^{34} = 4,2‰$) стратиформной серноколчеданной залежи свидетельствуют о гомогенном источнике, снабжавшем область рудонакопления серой, близкой к стандартной. Вопрос о том, имеем ли мы дело с подкоровым источником серы или с переработанной (и гомогенизированной) коровой серой, не получает строго однозначного решения. Вместе с тем смена средних значений δS^{34} (табл. 4) по последовательно-сопряженному ряду пиритообразования: пириты из вулканитов (8,3‰) → пиритные конкреции в подрудной толще (5,6‰) → стратиформная залежь серноколчеданных руд (4,2‰), показывает, что становление этого последовательного ряда сопровождалось уменьшением роли изотопа S^{34} в пиритах и приближением значений δS^{34} к нулевому.

Если синвулканическая пиритизация сопровождалась преимущественным заимствованием серы из сульфатов иловой воды, то поствулканическое действие растворов ознаменовалось выносом в море большого количества серы, близкой к стандарту. При конкрециообразовании в условиях пониженного притока глубинной серы (частично контаминированной в магматическом процессе сульфатной серой) наряду с последней заимствовалась и биогенная сера. Следовательно, изотопная стабилизация была достигнута частично. В отличие от этого формирование стратиформной серноколчеданной залежи было спровоцировано притоком на дно бассейна большой массы серы, близкой к стандартной, утяжеленной лишь частично (до 4‰ в среднем).

Приведенные данные не оставляют сомнения в том, что происхождение серы стратиформной серноколчеданной залежи преимущественно глубинное (подкоровое). Такое заключение соответствует выводам многих исследователей, рассматривавших проблему источника серы в колчеданных месторождениях (Смирнов, 1969; Гриненко, Гриненко, 1974).

Ограниченная смесимость гипогенных рудных растворов и морской воды (Скрипченко, 1972; Bäcker, Richter, 1974), обособленность области рудонакопления (локальное блюдцеобразное понижение дна бассейна), захоронение дисульфидно-коллоидной взвеси иловыми осадками в условиях высокого давления столба воды — все это обеспечило сохранность

стабильной изотопной позиции вынесенной серы. Незначительное утяжеление ($\delta S_{sp}^{34} \approx 4\text{‰}$), вероятно, является результатом переработки нисходящих морских сульфатных вод, попавших в высокотемпературную сферу влияния глубинных газо-гидротермальных вознонов. В подобных случаях, как показывают исследования В. И. Виноградова (1972), может происходить контаминация серы из разных источников.

ВЫВОДЫ

1. Устанавливается приуроченность продуктов кислого и основного вулканизма к определенным вулкано-тектоническим структурам: раннеплинсобахских спилит-кератофировых вулканогенов к унаследованным геоантиклиналям, а позднеплинсобахско-раннетюрских базальтоидов — к осевой зоне прогибания геосинклинали. В пределах последней локализовано стратиформное серноколчеданное оруденение, связанное с подводной гидротермальной деятельностью ластвулканической стадии базальтоидного вулканизма.

2. Вулканические накопления и серноколчеданное оруденение сосредоточены в узкой полосе, трансформирующей магмо-рудоподводящий канал. В зоне влияния последнего проявился последовательно-сопряженный ряд явлений, обусловивших синвулканическую пиритизацию вулканитов, повышенную конкреционность надвулканогенных аргиллитовых осадков и становление стратиформных серноколчеданных руд. Процесс выноса рудного вещества получил максимальное выражение с началом восходящих движений ложа бассейна, вследствие чего рудное тело оказалось локализованным на границе надвулканогенных глинисто-сланцевой (подрудной) и песчано-сланцевой (надрудной) толщ.

3. Рудообразование происходило в примыкавшем к участку накопления вулканитов локальном блюдцеобразном понижении, заполненном гипогенным рудным раствором. Длительная эволюция последнего (дисульфатно-коллоидное и гелевое состояния, диагенез геля) привели к возникновению рудной залежи.

4. В рудах сосредоточена гомогенная сера, близкая к стандарту, глубинного (подкорового) происхождения. Наряду с глубинной серой в строении руд принимает участие сульфатная сера, заимствованная из морских вод. Последовательность пиритообразования (синвулканическая пиритизация в вулканитах → конкреции пирита → залежь серноколчеданных руд) сопровождалась нарастанием роли стандартной (глубинной) серы.

5. Приведенные особенности становления стратиформного серноколчеданного оруденения и изотопного состава серы пиритов не составляют исключения среди аналогичных оруденений из ниже-среднеюрских сланцевых геосинклинальных толщ Большого Кавказа (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, Буадзе, 1972; Буадзе и др., 1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А., Беридзе М. А., Лобжанидзе Г. П., Лоладзе З. П., Хуцишвили О. Д., Чичинадзе Г. Л. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р. Шоудид (Абхазия). — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3.
- Беридзе М. А. К вопросу об условиях формирования диабазовых пород Горной Рачи. — В сб.: Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии МГК, ГИН АН ГССР. Тбилиси, «Мецниереба», 1964.
- Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Нижняя юра. — В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Беридзе М. А. Раннеюрский спилит-кварц-кератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на образование кластических осадков. — В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер., 1973, вып. 38.
- Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 3.

- Варданянц Л. А.* Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1943, т. 39, № 8.
- Виноградов В. И.* Некоторые особенности геохимии изотопов серы.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. Н.* Изотопный состав серы в отложениях Черного моря.— Геохимия, 1962, № 10.
- Гамкрелидзе П. Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н., Загряжская Г. Д.* Кинетический изотопный эффект при высокотемпературном восстановлении сульфатов.— Геохимия, 1969, № 4.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
- Дзоценидзе Г. С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С.* Развитие вулканических явлений Кавказа в связи с его тектонической историей.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Джанелидзе Т. В.* Средняя юра.— В сб.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Долгих А. Г., Черницын В. Б.* Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— Сов. геология. 1971, № 2.
- Зеленов К. К.* Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Тр. ГИН АН СССР, 1950, вып. 113.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И.* Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 3.
- Твалчрелидзе А. Г.* Генезис медно-пирротиновых руд Горной Абхазии. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1974.
- Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Кавказа.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Недра», 1972.
- Фролова Т. И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.— В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Хворова И. В.* О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шевченко В. И., Станкевич Е. К., Резанов И. А.* Связь докайнозойского магматизма Кавказа и Западной Туркмении с их глубинным строением.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1973, № 2.
- Bäcker Dr. H., Richter H.* Bildung von Erzlagerstätten an heißen Quellen im Meer.— Umschau, 1974, B. 74, H. 2.
- Carlisle D.* Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra island, British Colombia.— J. Geol., 1963, v. 71, № 1.

Геологический институт
АН СССР,
Тбилиси
Кавказский институт
минерального сырья,
Тбилиси

Дата поступления
21.XI.1975

УДК 553.66 : 553.635.1 (477.4)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ИЗ ГИПСОВ И ИЗВЕСТНЯКОВ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРЕДКАРПАТЬЯ

А. Ю. ЛЕИН, Е. М. РИВКИНА

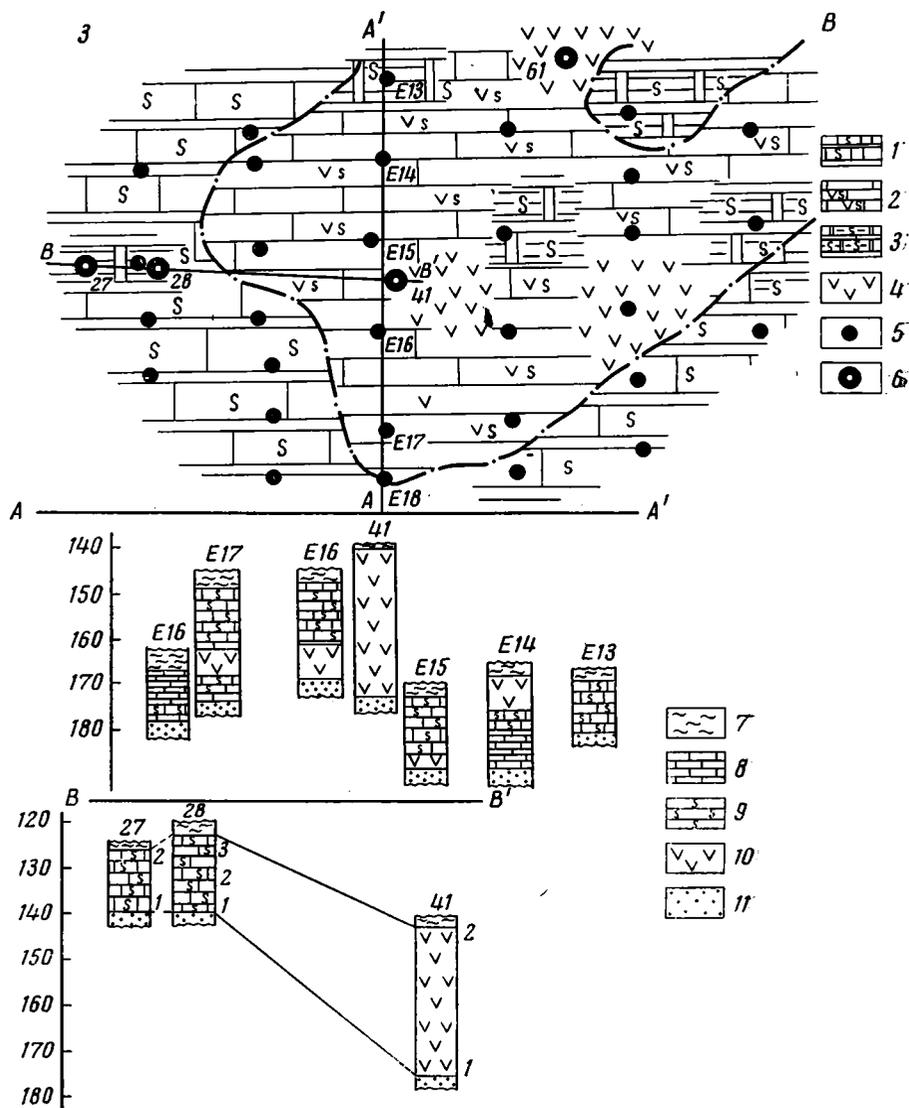
Проанализированы количество и состав терригенных и акцессорных минералов из нижней, средней и верхней частей тортонских гипсов и из пласта серных известняков на участке Езюрко месторождения Тарнобжег в Польше. Аналогичные исследования проведены для образцов гипса и серного известняка в зоне их контакта на месторождении Немиров. Установлено, что содержание нерастворимого остатка в гипсах колеблется от 0,48 до 2,07%, а в серных известняках от 4,71 до 6,68%. Выявлены отличия в составе и морфологии акцессорных минералов из гипсов и известняков. В известняках сравнительно с гипсами выше содержание циркона, рутила и турмалина, но меньше количество дистена, ставролита и корунда. Акцессорные минералы известняков более окатаны, чем минералы из гипсов. Полученный материал не позволяет считать сероносные известняки продуктом метасоматического замещения гипсов.

Гипсы (гипсоангидриты) и известняки тортонского возраста широко распространены на территории Западной Украины, в пределах юго-западной окраины Русской платформы и внешней зоны Предкарпатского прогиба и продолжают на северо-запад в Польшу и на юго-запад — в Румынию (Алексенко, 1967; Pawlowski, 1970). Мощность хемогенных пород изменчива и варьирует от 0 до 40 м, редко до 65 м (Алексенко, 1967; Кудрин, 1966).

В литературе по геологии Предкарпатья уже более 80 лет обсуждается вопрос о возрасте и происхождении пород хемогенной толщи. Интерес к этим отложениям особенно возрос со времени установления в известняках огромных запасов самородной серы. В настоящее время существуют две основные гипотезы о происхождении серувмещающих известняков. Согласно первой гипотезе, предложенной польскими геологами (Ольшевский, 1915; Nowak, 1938; Krajewski, 1935), известняки образовались путем замещения гипсов миоценового возраста на стадии эпигенеза пород. За последние 10—15 лет «метасоматическая» гипотеза приобрела много сторонников среди советских геологов (Соколов, 1965, 1972; Саксеев, 1972, 1974). По второй гипотезе, известняки относятся к биохемогенным образованиям и формировались наряду с фациально замещающими их гипсами в верхнетортонском солеродном бассейне, отделенном перемещающимся баром от эпиконтинентального моря нормальной солености (Кудрин, 1955, 1960, 1966; Иванов, 1964).

Разбуривание сероносных площадей показало, что гипсы могут залегать под сероносными известняками, внутри рудной толщи и в кровле хемогенных пород над сероносными известняками (Саксеев, Мамчур, 1970), что наблюдается и на изученных нами площадях Езюрко (фиг. 1) и Немиров (фиг. 2). Таким образом, гипсы и известняки или должны быть отнесены к разновозрастным фациальным разновидностям осадков

солеродного бассейна или их следует рассматривать как продукты эпигенетического замещения гипсов. Логично предполагать, что в последнем случае в «метасоматических» известняках будет то же количество терригенного материала, что в исходных гипсах, и тот же комплекс акцессорных минералов. Сравнительный анализ терригенного материала проводился на Гаурдакском серном месторождении, где была показана идентичность состава акцессорных минералов в исходных верхнеюрских гипсах и в образованных по ним сернокальцитовых рудах (Коган, 1960,



Фиг. 1. Схема распространения и разрезы хемогенной толщи тортонского возраста на участке Езюрко месторождения Тарнобжег (по S. Pawlowski, 1970 с добавлениями)

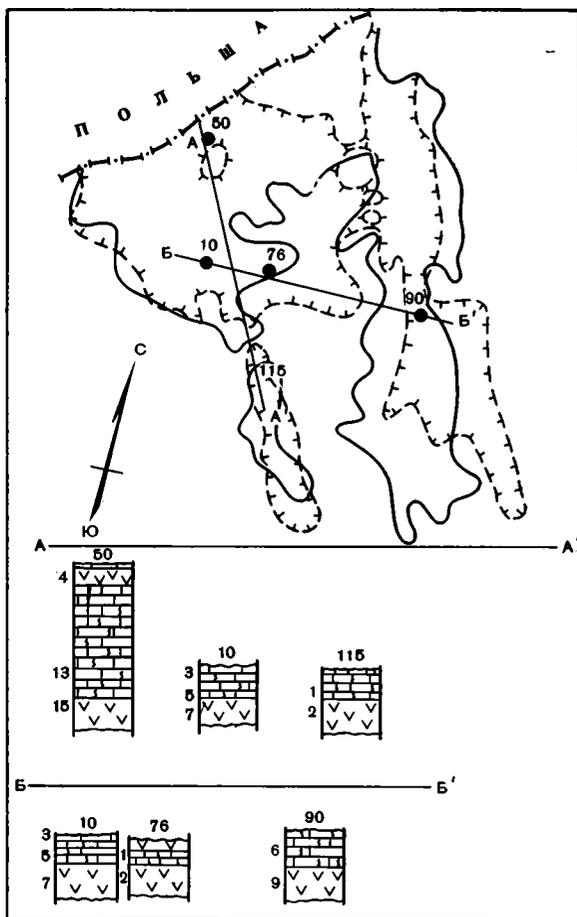
1 — сероносные известняки, перекрытые бессерными известняками; 2 — гипсы, переслаивающиеся с сероносными известняками; 3 — сероносные известняки, развитые по всему разрезу; 4 — гипсы, развитые по всему разрезу; 5 — разведочные скважины; 6 — гидрогеологические скважины; 7 — косовские отложения; 8 — бессерные известняки; 9 — сероносные известняки; 10 — гипсы; 11 — барановские пески

1961). В литературе по миоцену Предкарпатья мы не встретили подобного сравнительного минералогического анализа терригенных минералов из гипсов и известняков, хотя в ряде работ приводится подробное минералогическое описание гипсов (Дромашко, 1955; Кудрин, 1955; Бобровник, 1962) и известняков (Даценко, Мерлич, 1973; Сребродольский, 1972).

Материал для исследований. Нами изучались хомогенные породы на участке Езюрко Тарнобжегского месторождения в Польше (фиг. 1) и на Немировском месторождении на Украине (фиг. 2). Для польского Предкарпатья в качестве «реперного» разреза исходной хомогенной толщи, не затронутой процессами замещения, мы, вслед за польскими геологами (Krajewski, 1962; Pawlowski, 1970; Kwiatkowski, 1972), рассматриваем разрез гипсов в бассейне р. Ниды, одного из левых притоков р. Вислы (фиг. 3). Толща гипса неоднородна. В нижней половине наблюдаются сероватые крупнокристаллические шпатовые и саблевидные гипсы, разделенные пачкой слоистых разнотернистых гипсов. Последние отмечаются не повсеместно. Над крупнокристаллическими залегают плотные гипсы, мелко- и среднезернистые, иногда тонкослоистые, переходящие в массивные тонкозернистые гипсы. К кровле намечается небольшое увеличение примеси карбонатного и терригенного материалов. Мощность гипсов 27—35 м.

На участке Езюрко толща хомогенных пород представлена известняками и гипсами, залегающими в кровле, подошве или в середине пластов известняка. Имеются участки, где весь разрез хомогенной толщи (32 м) состоит из гипса (фиг. 1). Польские геологи (Krajewski, 1962; Kubica, 1965, и др.) предполагают,

что плотные известняки верхней части хомогенной толщи образовались по плотным слоистым гипсам, брекчированные текстуры известняков унаследованы от «брекчиевых» гипсов, а кавернозные известняки подошвы рудного горизонта образовались по крупнокристаллическим гипсам нижней толщи, иногда с сохранением реликтов саблевидных кри-



Фиг. 2. Схема распространения и разрезы хомогенной толщи верхнетортонского возраста Немировского месторождения (по Алексеенко, 1967, с дополнениями)

1 — бессернистые известняки; 2 — сероносные известняки; 3 — гипсы; 4 — контур месторождения; 5 — контур распространения гипсов под известняками сероносными и бессернистыми; 6 — разведочные скважины

На Немировском месторождении проводилось сопоставление терригенного материала из гипсов и перекрывающих известняков в зоне их контактов. Проанализировано также количество терригенного материала в гипсах из кровли хемогенной толщи, где они перекрывают сероносные известняки, и в известняках из различных по вертикали участков хемогенной толщи (фиг. 2). Образцы гипса и известняка, отобранные на анализ, не содержали видимых прослоев или включений глинистых минералов.

Методика подготовки образцов к исследованию. Для получения нерастворимых остатков (н. о.) гипсы дробили до 0,10 мм и обрабатывали 10%-ной NaCl с использованием магнитной мешалки при нагреве до 35—36°. После растворения гипса остаток обрабатывали в 5%-ной CH_3COOH для удаления карбонатов. Известняки дробили до 0,10 мм и обрабатывали 5%-ной CH_3COOH , а затем тетрабромэтаном для удаления самородной серы. Полученные фракции мы принимали за нерастворимые остатки гипса и известняка. Дальнейшая работа сводилась к отделению методом отмучивания глинистых минералов размером менее 0,005 мм. Песчано-алевритовый материал н. о. разделяли на фракции по удельному весу: менее 2,65 г/см³, 2,65—3,33 г/см³ и более 3,33 г/см³. Затем определяли минералы с подсчетом количества зерен в иммерсионных препаратах в каждой фракции. При этом отдельно подсчитывали количество аутигенных минералов (глауконит, пирит и др.) и новообразованных минералов в известняках (барит, целестин). Для расчета выхода терригенного материала в известняке относительно гипса определяли объемный вес гипсов и известняков. Принимается, исходя из гипотезы «метасоматоза», что известняки наследуют объем замещенного гипса. Вес реконструированного гипса вычисляли по формуле:

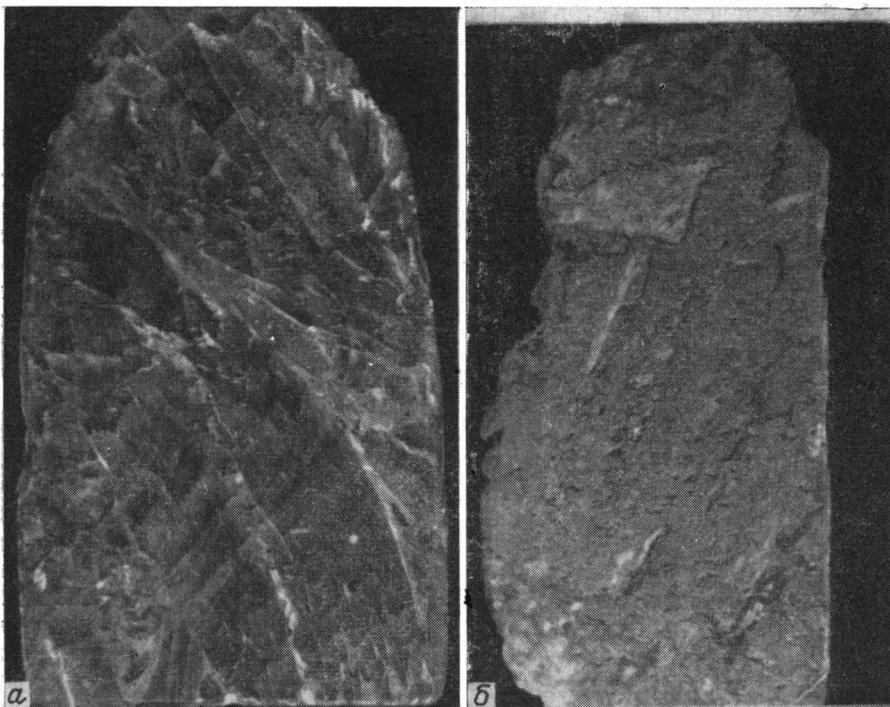
$$P_1 = \frac{P_2 \gamma_1}{\gamma_2}, \text{ где}$$

P_1 — вес реконструированного гипса; γ_1 — объемный вес гипса; P_2 — вес образца известняка; γ_2 — объемный вес известняка.

Близкие значения объемного веса гипса и сероносных известняков (табл. 2, 4) позволили в большинстве случаев не производить подобных расчетов.

Результаты исследований. Изученные гипсы независимо от текстур и структур имеют близкий химический состав и на 87,5—96,63% состоят из гипса с примесью седиментационного кальцита (табл. 1, 2, 3, 4). Содержание кальцита и н. о. больше в гипсах верхней части разреза (фиг. 3). Седиментационная природа гипса и кальцита из гипсовой части хемогенной толщи подтверждается результатами изотопного анализа: все значения δS^{34} сульфата находятся в пределах 19,8—21,0‰ (табл. 5), обычных для неогеновых эвапоритов (Holser, Kaplan, 1966), а значения δC^{13} кальцита из гипсов варьируют от —7,5 до 10,8‰, что характерно для нормально-осадочных карбонатов (Галимов, 1973). В гипсах определены следовые количества бария и стронция, а в образцах из сероносных площадей присутствует самородная сера.

В гипсах из разрезов бассейна р. Нида содержание н. о. 0,48—2,07% (табл. 1, 2). Нерастворимый остаток состоит из полигенных глинистых минералов с преобладанием монтмориллонита и аутигенных минералов: глауконита, пирита, барито-целестина. Легкая фракция помимо кварца содержит калиевый полевой шпат и плагиоклазы. Во всех фракциях присутствуют гидроокислы железа (в таблицах они отнесены в графу «прочие»). Из аксессуарных минералов преобладают рудные, апатит, дистен, ставролит и гранат (табл. 2). В образцах гипса из польских сероносных площадей определены сравнительно близкие к «классическим» гипсам



Фиг. 4. Саблевидные крупнокристаллические гипсы (I) и серные известняки с текстурой саблевидных гипсов (II), Немировское месторождение. Скв. 90
Аншлифы, натур. величина

количества н. о. — от 0,87 до 1,96% (табл. 3, фиг. 3) и сходный состав аксессуарных минералов (табл. 3).

В гипсах Немировского месторождения содержание н. о. изменяется в тех же пределах, что и в польских. В гипсах из кровли хомогенной толщи над сероносными известняками количество терригенного материала увеличивается до 3% (фиг. 3). В составе аксессуарных минералов немировских гипсов отсутствуют корунд, графит, меньше дистена, ставролита и граната (табл. 4) сравнительно с гипсами из польского Предкарпатья (табл. 3).

В табл. 1 приведен химический состав типичных серных руд участка Езюрко, содержащих от 23,27 до 39,06% самородной серы. Серные известняки сильно перекристаллизованы с пористо-кавернозной реже массивной текстурами. Известняки Немировского месторождения отобраны из зоны контакта с гипсами независимо от текстур и содержания в них серы (фиг. 2, табл. 4). Изотопный состав углерода известняков с серой обогащен легким изотопом C^{12} от $-28,2$ до $-49,0\text{‰}$, что доказывает их биогенную природу в отличие от седиментационного кальцита гипсов. В н. о. известняков присутствует от 0,3—1 до 30,4% барита или целестина (табл. 3, 4), которые исключаются при сравнении н. о. известняков и гипсов.

Количество терригенных минералов в известняках в 1,5—6 раз выше, чем в соответствующих им образцах гипса, в том числе и в известняках с текстурами саблевидных гипсов (табл. 3, 4, фиг. 3). Состав глинистых минералов известняков и гипсов одинаковый. В легких фракциях преобладают кварц, полевые шпаты, обесцвеченные слюды, есть обломки вулканических стекол, не встреченных в гипсах. В составе аксессуарных ми-

Химический состав гипсов и известняков

Компонент	Гипсы р. Ниды			Гипсы участка Езюрко			Известняки участка Езюрко				
	I	II	IV	41/1	41/2	61/1	28/1	28/2	28/3	27/1	27/2
S _{эл}	Н/О *	Н/О	Н/О	0,24	0,89	Н/О	25,23	30,19	23,27	39,06	36,52
CaO	33,12	33,77	33,91	33,24	34,63	33,09	38,53	36,76	39,48	31,50	31,96
MgO	0,03	0,07	0,11	0,04	0,14	0,08	0,21	0,23	0,39	0,27	0,33
BaO	Сл.	0,04	Сл.	Сл.	0,1	Сл.	0,09	0,13	0,23	0,10	0,27
SrO	»	Сл.	»	»	Сл.	»	0,59	0,18	0,22	0,44	0,32
SO ₃	45,14	42,09	41,63	43,82	40,93	43,52	0,57	0,29	0,37	0,46	0,51
CO ₂	0,86	3,17	3,2	1,74	4,56	2,04	29,33	27,74	30,06	23,07	24,12
H ₂ O	20,18	18,67	18,60	19,56	17,88	19,44	—	—	—	—	—
SiO ₂	—**	—	—	—	—	—	2,96	2,39	3,64	2,78	3,23
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	1,02	0,79	1,17	0,93	1,29
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,39	0,27	0,41	0,36	0,43
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,26	0,12	0,32	0,23	0,37
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,24	0,09	0,19	0,17	0,26
H. о.	0,48	1,76	2,07	0,87	1,84	1,96	—	—	—	—	—
Сумма	99,87	99,37	99,53	99,26	100,05	100,05	99,42	99,18	99,75	99,37	99,58

* Н/О — не обнаружено; ** — не определялось.

Характеристика и распределение пород в разрезе хемогенной толщи показаны для гипсов № I, II и IV на фиг. 3, а для гипсов и известняков участка Езюрко на фиг. 1 (в числителе — номер скважины, в знаменателе — номер образца).

Аналитики В. П. Терехова, О. Н. Николаева, Е. В. Кашпарова.

нералов известняков из польского Предкарпатья по сравнению с гипсами возрастает роль наиболее устойчивых минералов: циркона, граната, турмалина, рутила (табл. 3). В известняках Немировского месторождения больше апатита, но меньше дистена. Отмечается, что зерна всех аксессуаров более корродированы, или окатаны, в то время как в гипсах сохраняется хорошая огранка кристаллов (фиг. 5).

Обсуждение результатов. Приведенные в работе фактические данные свидетельствуют, что содержание терригенного материала в парных образцах «гипс-известняк» участка Езюрко неодинаково, как можно было бы предполагать согласно гипотезе метасоматического замещения гипсов серными известняками. Во всех случаях в известняках терригенного материала больше, чем в гипсах (фиг. 3). Как выше упоминалось, при расчете количества н. о. в известняке учитывалась разница в объемном весе и пористости известняка и гипса. Остается предполагать, что образование серных известняков не связано с метасоматическим замещением гипсов, поскольку при эпигенетическом преобразовании одной породы в другую невозможен привнос терригенного материала.

На каждой из двух изученных сероносных площадей состав терригенных минералов в гипсах и известняках очень сходен, что и следовало ожидать как в случае метасоматического образования известняков, так и при формировании их в солеродном бассейне одновременно с гипсами. Отмеченные выше небольшие отличия в составе аксессуарных минералов известняков: увеличение содержания циркона, граната, турмалина, рутила и уменьшение дистена, ставролита, графита (табл. 3), а также большая окатанность многих минералов (фиг. 5) связаны, на наш взгляд, с некоторым расширением питающей провинции и солеродного бассейна. Расширение солеродного бассейна обычно сопровождается его распреснением, прекращением садки гипса и образованием известняков. С этих позиций легко объяснить большее содержание н. о. в известняках Немировского месторождения, залегающих над гипсами (фиг. 2), что отражает изменение солености водоема.

Разница в составе аксессуарных минералов из хемогенной толщи польского Предкарпатья и Немировского месторождения говорит о не-

Таблица 2

Минеральный состав гипсов бассейна р. Ниды

Характеристика гипсов и номер образца	Объемный вес породы, г/см ³	Содержание в процентах к исходной породе									Аксессуары минералы															
		гипс	кальцит	н. о.	нерастворимый остаток						магнетит	ильменит	лепкоксен	дистен	ставролит	графит	корунд	гранат	апатит	рутил	циркон	турмалин	биотит	роговая обманка	силлиманит	прочие
					глаукоцит	глинистые + кварц	легкая фр. < 2,66 г/см ³	фракция > 3,33 г/см ³																		
								пирит	барит	целестин																
Мелко- и средне-кристаллические, массивные IV	2,36	89,09	7,38	2,07	0,34	1,27	0,31	0,10	0,02	0,03	77	9	4	2	1	1	2	+	2	+	+	+	+	+	1	
Мелко- и средне-кристаллические волнисто-слоистые III	2,35	89,43	7,29	1,76	0,25	1,23	0,19	0,05	0,02	0,02	75	12	5	1	1	+	3	+	1	+	+	+	+	+	+	
Саблевидные крупнокристаллические Ia	2,32	96,93	2,26	0,78	0,08	0,49	0,15	0,03	0,01	0,01	70	13	6	3	+	+	1	4	+	1	+	+	+	+	1	
Разнозернистые слоистые II	2,34	95,04	3,12	1,79	0,21	1,16	0,26	0,04	0,02	0,02	74	11	5	2	1	1	1	3	+	1	+	+	N/O	N/O	1	
Крупнокристаллические I	2,32	96,63	1,98	0,48	0,05	0,33	0,06	0,02	0,01	0,01	68	15	6	3	+	+	1	4	+	1	+	+	+	+	2	

Таблица 3

Минеральный состав гипсов и сероносных известняков участка Езюрко

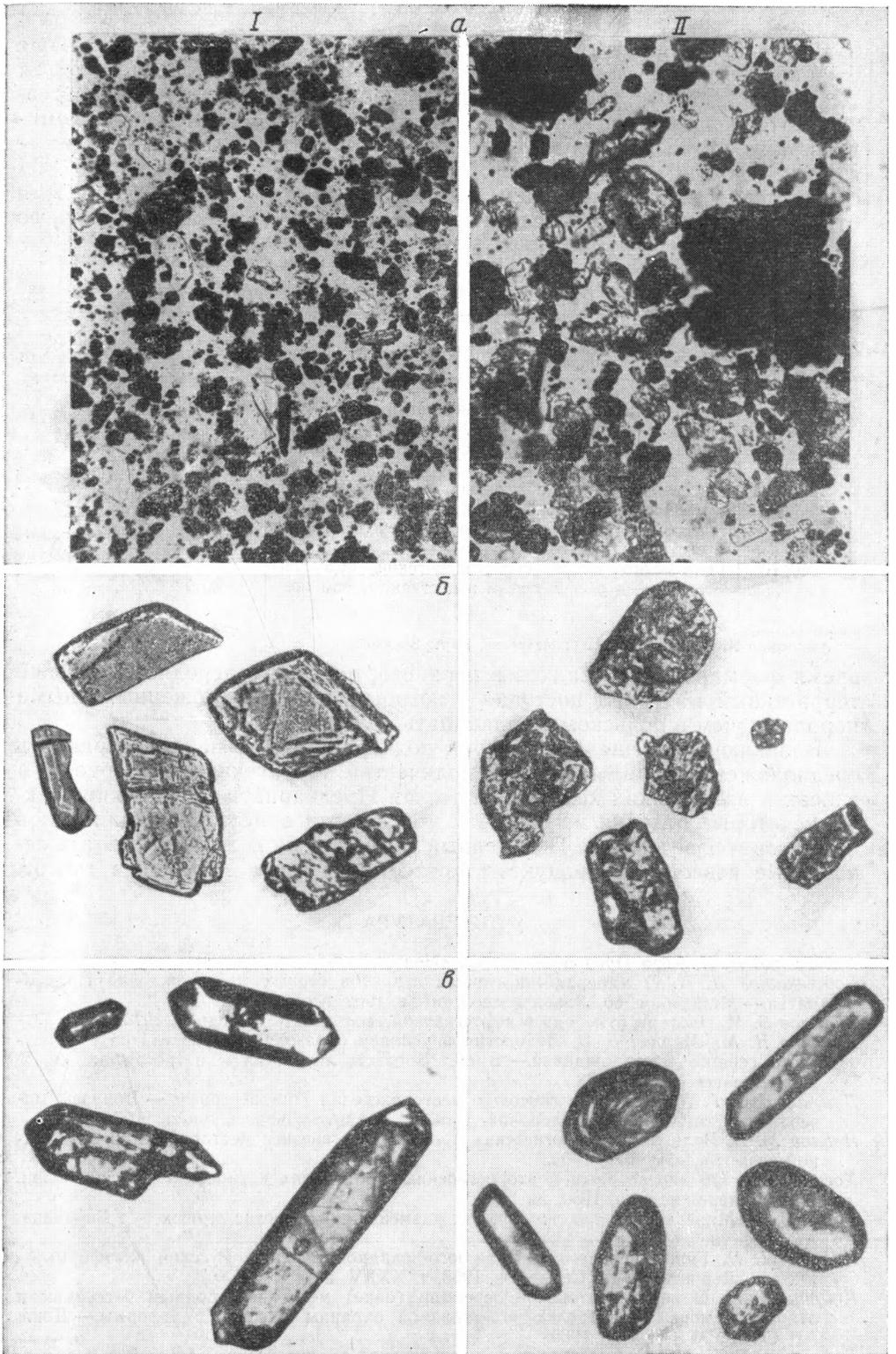
Характеристика и номер образца	Объемный вес, г/см ³	Содержание (в процентах к исходной породе)										Акцессорные минералы															
		гипс	кальций	серы	н. о.	нерастворимый остаток						магнетит	ильменит	лейкоксен	дистен	ставролит	графит	корунд	апатит	гранат	циркон	турмалин	рутил	блотит	мусковит	пироксены	прочие
						класс < 0,005 мм	фракция < 2,65, г/см ³	барит	целестин	сульфиды	акцессор- ные мине- ралы																
Крупнокристал- лические гипсы, 41-1	2,32	93,74	4,00	0,24	0,87	0,69	0,15	0,01	0,01	0,01	68	13	+	6	3	1	1	4	1	1	+	+	+	+	+	1	
Известняки серо- носные, 28-1	2,39	Сл.	68,46	25,23	5,78*	4,33	1,35	Сл.	1,04	0,03	0,03	66	21		2	1	2	2	2	2	1	1	+	+	1	+	1
Массивные гипсы, 41-2	2,35	87,59	10,49	0,89	1,84	1,34	0,41	0,02	0,05	0,02	72	17	+	5	1	+	+	2	2	1	+	+	+	+	+	-	1
Известняки, 28-3	2,34	Сл.	69,14	23,27	$\frac{6,93}{6,19}$	4,58	1,53	0,35	0,39	0,03	0,05	63	24		2	+	+	+	3	2	2	1	1	+	1	+	1
Известняки, 28-2	2,30	»	63,80	30,19	$\frac{5,33}{4,97}$	3,97	0,98	Сл.	0,30	0,06	0,02	64	26		2	+	+	+	2	1	1	1	+	+	+	+	1
Известняки, 27-1	2,26	»	53,06	39,06	$\frac{6,03}{5,12}$	4,21	0,97	»	0,78	0,03	0,04	71	19		2	1		3	2	1	+	+	+	+	+	1	
Известняки, 27-2	2,29	»	55,48	36,52	$\frac{7,14}{6,14}$	4,82	1,26	0,41	0,57	0,02	0,06	62	26		1	+	+	+	1	3	2	2	1	+	+	+	1
Гипсы разнозер- нистые 61-3	2,34	93,13	4,67	Н/О	1,96	1,47	0,35	0,02	0,40	0,02	72	18	+	4	+	+	-	3	1	1	+	+	+	+	+	-	1

* В знаменателе — н. о. за вычетом количества (%) аутигенных и новообразованных минералов в известняках.

Таблица 4

Минеральный состав гипсов и известняков Немировского месторождения

Характеристика и номер образца	Содержание (в процентах к исходной породе)									Акцессорные минералы												
	гипс	кальцит	се́ра	н. о.	нерастворимый остаток					магнетит	ильменит, лейкоксен	дистен	ставролит	апатит	гранат	циркон	турмалин	рутил	биотит	мусковит	пироксен	прочие
					фракция > 3,33 г/см ³				акцессор- ные мине- ралы													
					барит	целестин	сульфиды	кварц, полев. шпат														
Гипс, 50-4	93,8	1,8	Н/О	2,3 5,4	2,28	+	+	0,01	0,01	59	20	3	+	2	1	1	1	+	15	+	+	1
Известняк, 50-13	+	78,5	14,5	5,4 5,08	5,07	+	0,3	0,02	0,01	69	17	1	+	5	1	1	+	+	1	+	+	1
Гипс, 50-15	96,9	0,8	0,1	1,1	1,05	0,01		0,02	0,03	68	23	3	+	1	1	1	1	+	1	+	+	1
Известняк, 10-3	Н/О	91,6	Н/О	7,1 6,68	6,67	0,2	0,01	0,2	0,02	70	19	1	+	3	2	1	2	1	+	+	+	1
Известняк, 10-5	Н/О	72,5	23,0	3,3 3,19	3,18	+	0,1	0,01	0,01	68	20	1	+	2	1	+	1	+	+	+	+	1
Гипс, 10-7	95,7	1,6	Н/О	1,7	1,67	+	+	0,02	0,01	71	20	3	+	1	1	1	3	+	+	+	+	1
Известняк, 76-1	Н/О	83,5	8,3	6,3 6,08	6,07	+	0,2	0,02	0,03	67	25	1	+	2	+	1	+	+	+	+	+	1
Гипс, 76-2	94,9	2,1	Н/О	1,8	1,67	+	0,01	0,1	0,02	62	26	2	+	1	1	2	1	1	+	+	+	1
Известняк, 115-1	0,1	45,2	20,2	33,9 3,5	3,49	+	30,4	0,01	0,01	72	20	1	+	1	+	+	+	+	+	+	+	1
Гипс, 115-2	97,4	0,7	+	1,3	1,17	+	0,1	0,01	0,02	70	23	2	1	+	1	1	1	1	1	+	+	1
Известняк с текстурой саблевидного гипса	90,6	76,5	20,0	4,7 4,59	4,58	+	0,1	0,01	0,02	65	25	1	2	1	1	2	2	+	+	+	+	1
Гипс саблевидный, 90-9	97,5	0,74	+	1,7	1,66	Н/О	0,01	0,02	0,02	70	24	2	1	+	1	1	1	+	+	+	+	1



Фиг. 5. Акцессорные минералы в гипсах (I) и серных известняках (II)
 а — иммерсионный препарат минералов тяжелой фракции 3,3 г/см³; угловатые черные
 обломки рудных минералов и мелкие округлые стяжения аутигенного пирита. Ник.
 II $\times 600$; б — оgranенные кристаллы дистена из гипсов и корродированные — из из-
 известняков, $\times 1250$; в — кристаллы циркона: оgranенные — из гипсов, окатанные — из
 известняков, $\times 1250$

одинаковом составе пород, окружавших солеродный бассейн. В районе Езюрко это были докембрийские сланцы и нижнетортонские породы (Pawłowski, 1970), унаследовавшие в значительной степени терригенный материал этих древних пород. Отсюда понятно происхождение комплекса аксессуарных минералов хемогенной толщи: дистен — ставролит — гранат — корунд — графит и пр. (табл. 3). В районе Немировского месторождения породы миоцена подстилаются глинисто-карбонатными отложениями мелового возраста (Алексеев, 1967). Следовательно, во

Таблица 5

Изотопный состав серы и углерода из гипсов хемогенной толщи тортонского возраста

№ образца	Характеристика образца и место отбора	$\delta S^{34}, \%$	$\delta C^{13}, \%$
1	Крупнокристаллический саблевидный гипс, бассейн р. Ниды	20,3	-9,7
41-1	Крупнокристаллический саблевидный гипс, Езюрко	19,8	—
41-2	Массивные гипсы; там же	21,0	—
115/3	Массивные гипсы, подстилающие сероносные известняки, Немировское месторождение	21,0	—
50/4	Массивные гипсы, перекрывающие сероносные известняки; там же	20,0	-7,5
40/16	Гипс мелко- и среднекристаллический, переслаивающийся с сероносным известняком; там же	20,7	-8,3

Аналитики В. Я. Гриненко, А. Г. Матросов, В. А. Бондарь.

время формирования осадков в верхнетортонском солеродном бассейне терригенный материал поступал с островов и суши, сложенных иными породами, чем в польском Предкарпатье.

В заключение еще раз следует подчеркнуть, что не подтвердилось предположение об идентичности количества терригенного материала в гипсах и известняках хемогенной толщи Предкарпатья. Выявились также некоторые отличия в составе и морфологии аксессуарных минералов из гипсов и известняков. Полученный материал не позволяет считать сероносные известняки продуктом метасоматического замещения гипсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев И. И. Сера Предкарпатья, М., «Недра», 1967.
 Бобровников Д. Н. О минералогии гипсо-ангидритов серных месторождений Прикарпатья.— Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
 Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973.
 Даценко Н. М., Мерлих Б. В. Литология и условия образования известняков Роздольского серного месторождения.— В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 2, Изд. Львовск. ун-та, 1973.
 Дромашко С. Г. Минералогия гипсовых месторождений Приднестровья.— Вопросы минеральных осадочных образований, вып. 2, Издание Львовск. ун-та, 1955.
 Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы, М., «Наука», 1964.
 Коган В. Д. Об аксессуарных и второстепенных минералах в гипсах Гаурдака.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1960, № 1.
 Коган В. Д. Минералогия, закономерности размещения и генезис серных руд Гаурдака. Автореф. дис., 1961.
 Кудрин Л. Н. Гипсы верхнего тортон юго-западной окраины Русской платформы.— Уч. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол., 1955, т. XXXV, вып. 8.
 Кудрин Л. Н. О верхнетортонской пересыпи (баре) между солеродным бассейном и открытым морем в пределах юго-западной окраины Русской платформы.— Докл. АН СССР, № 4, т. 131, 1960.
 Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фауны и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1966.
 Ольшевский С. Горнопромышленная карта Галиции. Пг., 1915.
 Саксеев Г. Т., Мамчур Г. П. К вопросу стратиграфического расчленения тирасской свиты Предкарпатья по данным изотопного анализа карбонатного углерода.— Сов. геология. 1970, № 5.

- Саксеев Г. Т.* Значение изотопов углерода в карбонатах для поисков серы в Предкарпатье.— В сб.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
- Саксеев Г. Т., Суль М. Ф.* Генезис месторождений серы Предкарпатского бассейна и направление поисково-разведочных работ. В сб.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М., «Наука», 1974.
- Соколов А. С.* О генезисе месторождений самородной серы.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Соколов А. С.* Генетическая классификация месторождений самородной серы.— В сб.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
- Сребродольский Б. И.* Минеральные ассоциации серных руд. В сб.: Геохимия и минералогия серы. М., «Наука», 1972.
- Holser W. T., Kaplan J. R.* Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.— Chem. Geol., 1966, v. 93, № 1.
- Krajewski R.* Złoże siarki w Czarkowych. Spraw.— Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1935, t. 8, z. 2.
- Krajewski R.* O budowie i powstaniu Złoża siarki w Piasecznie. Wszechswiat, 1962, № 4.
- Kwiatkowski S.* Sedymentacja gipsów miocenskich południowej Polski.— Prace Muzeum Ziemi, Warszawa, 1972, № 19.
- Kubica B.* Charakterystyka litologiczna miocenskich osadów chemicznych w widłach Wisły i Sanu.— Przegl. geol., 1965, № 6.
- Nowak J.* Dniestr a gipsy tortonskie.— Roczn. Polsk. towarz. geol. 1938, № 7.
- Pawłowski S.* Geologia złóż siarki w Polsce. W praca zbiorowa.— Geologia i surowce mineralne Polski. Inst. geol. Warszawa, 1970, biul. 251.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов АН СССР,
Пушино-на-Оке

Дата поступления
11.V.1976

УДК 552.51 : 551.8 : 551.43 (571.66)

НЕОГЕНОВАЯ ТУФОВАЯ ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СИСТЕМЫ

Г. М. ВЛАСОВ, О. Г. БОРИСОВ, М. И. ПОПКОВА

На Камчатке и Курильских островах широко распространена раннеорогенная (миоценовая) туфовая флишоидная формация. Источником ее были подводные и надводные вулканы, располагавшиеся на внутренних геосинклинальных поднятиях. В раннемиоценовое время вулканический материал имел состав кислых андезитов, в среднемиоценовое — дацитовый и платиолипаритовый. Латерально, в соседних прогибах, туфовые флишонды сменяются туффитовой флишоидной и туфодиамитовой формациями.

Градационная слоистость туфовых флишоидов обусловлена периодически проявившимися тектоническими импульсами (толчками), сопровождавшимися в условиях растяжения вулканическими вспышками. Такую же природу имеет ритмичность раннегеосинклинального спилито-кератофирового комплекса формаций. Высказывается предположение об аналогичном генезисе и ритмичности позднегеосинклинального терригенного флиша. При образовании флиша в условиях сжатия вулканизм не проявлялся, но тектонические толчки вызывали взмучивание свежих осадков, и при их вторичном осаждении формировалась градационная слоистость. Турбидные потоки в таком случае лишь усложняли фациальную структуру флиша.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ И ЕЕ ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Кроме терригенного флиша, давно известного в кайнозойских отложениях Восточной Камчатки, в Курило-Камчатской системе развиты своеобразные миоценовые туфовые толщи с ритмичной (градационной) слоистостью. Они именуются в дальнейшем туфовой флишоидной формацией. Ее стратиграфическое положение, видоизменения по латерали в различных структурно-формационных зонах и возрастные соотношения с терригенным флишем показаны в таблице.

Источником вулканического материала описываемой формации были вулканические очаги, располагавшиеся на геосинклинальном поднятии (внутренней дуге), территориально соответствующем современному Срединному хребту Камчатки и Большой цепи Курильских островов. Начавшийся здесь в раннем миоцене вулканизм первоначально происходил в подводных условиях. Извержения были приурочены к относительно приподнятым участкам дна, где вдоль протяженных трещин локализовались отдельные вулканы. Как показало изучение авторами береговых разрезов бухты Жировой на Камчатке, в ранние фазы извергался преимущественно витро-кристаллокластический материал состава кислых роговообманково-пироксеновых андезитов и изливались небольшие потоки лав, превращавшиеся при охлаждении в гиалокластиты. В последующем на поверхность дна выжимались вязкие массы кристаллоигнимбритов, которые в корневых частях переходили сначала в почти полнокристаллические с невадитовой структурой андезитовидные породы, а затем в субинтрузивные диоритовые порфириды и гранодиорит-порфиры.

**Положение формаций с градационной слоистостью в разрезах
Камчатки и Курильских островов**

Геологический возраст		Структурно-формационные зоны геосинклинальной системы						
Система	Отдел	Этапы и подэтапы геосинклинального развития		Преобладающие напряжения	Тыловой прогиб (Западная Камчатка)	Внутренняя геосинклиналь (Центральная Камчатка, Большая Курильская дуга)	Междуговый прогиб (Центрально-Камчатская впадина, Олюторский прогиб между Большой и Малой Курильскими дугами)	Внешний прогиб — талассо-геосинклиналь (Восточная Камчатка)
		Орогенный	Позднеорогенный					
Неогеновая	Плиоцен		Позднеорогенный	Растяжение	Ритмично-слоистые отложения туфодиазомитовой формации			Отдаленная туфитовая флишодная формація
	Миоцен		Раннеорогенный					
Палеогеновая	Олигоцен		Позднегеосинклинальный	Сжатие	Морские и континентальные (угленосные) ритмично-слоистые отложения			Терригенный флиш (местами терригенно-вулканогенный). «Вулканогенно-турбидитовая формація» Б. А. Марковского и В. К. Ротмана (спилито-кератофировый комплекс формаций).
	Эоцен		Раннегеосинклинальный					
	Палеоцен							
Меловая	Верхний	Геосинклинальный	Растяжение					

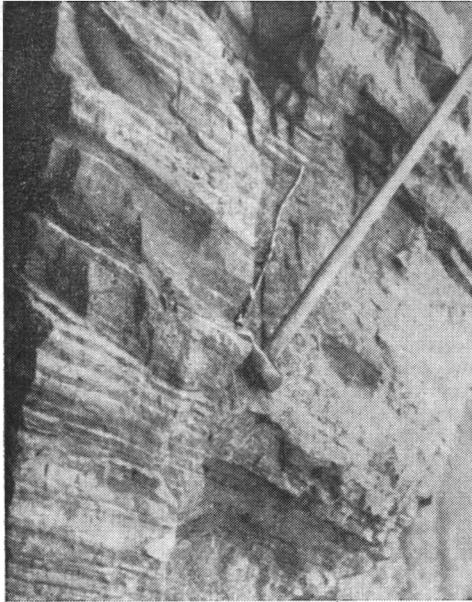
Вулканический материал, изверженный в ранние фазы деятельности подводных вулканов, входит в состав мощной (до 400 м) толщи ритмично-слоистых пород, которая окаймляет вулканические центры на значительном расстоянии, иногда до десятков километров. Эти породы представлены ленточно-полосчатыми параллельно-слоистыми туфами и туфитами с градационной слоистостью, выраженной изменением структуры от мелкосаммитовой (в основании слоев) до алевритовой и затем пелитовой (фиг. 1). Верхняя, пелитовая часть слоя более темной окраски из-за обилия хлоритизированного стекла. Ниже вулканическое стекло уступает место обломкам кристаллов (фиг. 2, а). Мощность ритмов от 1—3 до 10—20 см. Непосредственно у вулканических очагов ритмы целиком сложены вулканокластическим материалом. Здесь мощность нижних элементов, образованных обломками кристаллов, увеличивается, иногда до нескольких дециметров, а верхние темные слои хлоритизированного стекла представлены тонкими пленками (фиг. 2, б). Иногда верхние темные слои видоизменяются в цепочки линзовидных включений вулканического стекла, похожих на фьямме. Одновременно туфы становятся очень плотными, массивными и в них прослеживается спекание обломочного материала (фиг. 2, в). При удалении от вулканического очага вулканокластический материал в ритмах «разбавляется» полуокатанным терригенно-обломочным, в верхних темных слоях появляется мелкий растительный «мусор», и лишь нижний элемент ритмов здесь представлен почти чистыми светлыми витрокристалловыми туфами.

На приочаговых участках вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы подверглись преобразованиям, в них развились альбит, гематит, эпидот, хлорит, цумпеллиит, серицит, карбонаты, цеолиты, палагонит, скаполит, опал, адуляр, монтмориллонит, пренит, сульфиды железа. Большинство перечисленных изменений — постмагматические. Некоторые изменения лав, в частности альбитизация, произошли еще до охлаждения и растрескивания лавы при соприкосновении ее с водой.

Вслед за излияниями лав на дно морского бассейна и образованием трещин охлаждения последовало осаждение в форме жеод и тонких слоев, опалового геля с взвесью в нем тонких частиц гематита.

Затем проявились эпидотизация, хлоритизация, пумпеллитизация, пренитизация и другие процессы, обусловившие широкие, по существу региональные, зеленокаменные изменения вулканических пород и образование руд, близких к японским рудам куроко (Власов и др., 1974).

С течением времени в вулканических зонах внутренней дуги



Фиг. 1. Туфовый флиш андезито-дацитового состава обрывов в северной части бухты Жировой, Камчатка

Курило-Камчатской системы происходило поокисление вулканических продуктов, и соответственно менялись типы подводных вулканических извержений и составы отлагавшихся осадков. В среднем миоцене широкое распространение получили извержения дацитовых и плагиолипаритовых лав в форме экструзивных куполов, сопровождавшихся пемзовыми потоками. Подобные извержения происходили как в субаэральных условиях на уже появившихся к этому времени вулканических островах, так и в мелководной обстановке — обычно на глубинах менее 200 м — на склонах вулканических островов и подводных поднятий. Морские отложения вулканокластического, преимущественно пемзового материала характеризуются, как и в раннем миоцене, градиционной структурой и представляют иную разновидность туфовых флишоидов, существенно отличающуюся от вышеописанной. Хорошо обнажен-

ные разрезы этой формации имеются на о. Кунашир, в обрывах тихоокеанского берега п-ова Ловцова (фиг. 3) и были вскрыты скважинами на геотермальной площади Горячий Пляж.

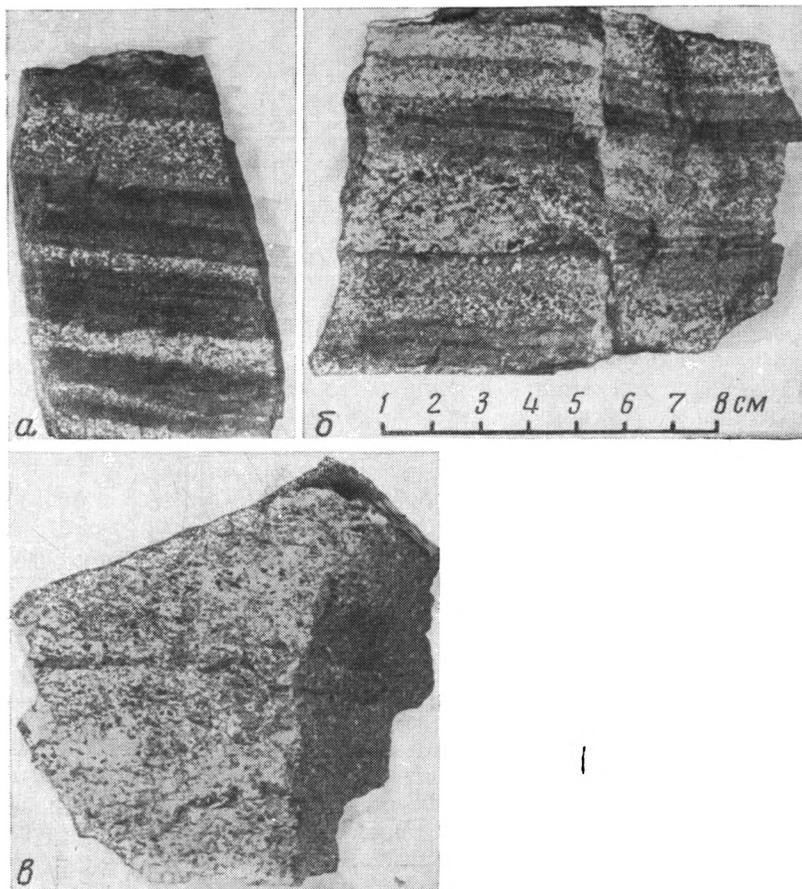
На п-ове Ловцова вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего миоцена (ловцовская свита) залегают на нижнем миоцене (кунаширская свита) согласно с небольшим размывом. Северо-восточная часть разреза у мыса Спокойного располагается в вулканической зоне и сложена измененными дацитами и плагиолипаритами.

Выше залегает толща мощностью более 100 м ритмично-слоистых пемзовых туфов, туфодиазомитов и туффитов с алевропелитовой структурой, обогащенных пиритом. На этой толще согласно лежит пачка шаровых базальтов и гиалокластитов (около 20 м).

Гиалокластиты перекрыты толщей (около 90 м) переслаивания тонко- и крупнообломочных витрокристалловых туфов с отдельными слоями и линзами туфодиазомитов и темно-серых туффитов с обилием пирита. В свежем изломе туфы ярко-зеленые вследствие хлоритизации и монтмориллонитизации вулканического стекла, а также из-за содержания селадонита. Породы рассечены прожилками анальцима и морденита. Среди крупных угловатых и угловато-округлых включений, встречающихся в туфах, преобладают базальты, андезитобазальты, двупироксеновые и пироксено-роговообманковые андезиты. Большинство этих

включений представляет обломки — «отторженцы» от нижележащих слоев пород, часть их, возможно, является вулканическими бомбами.

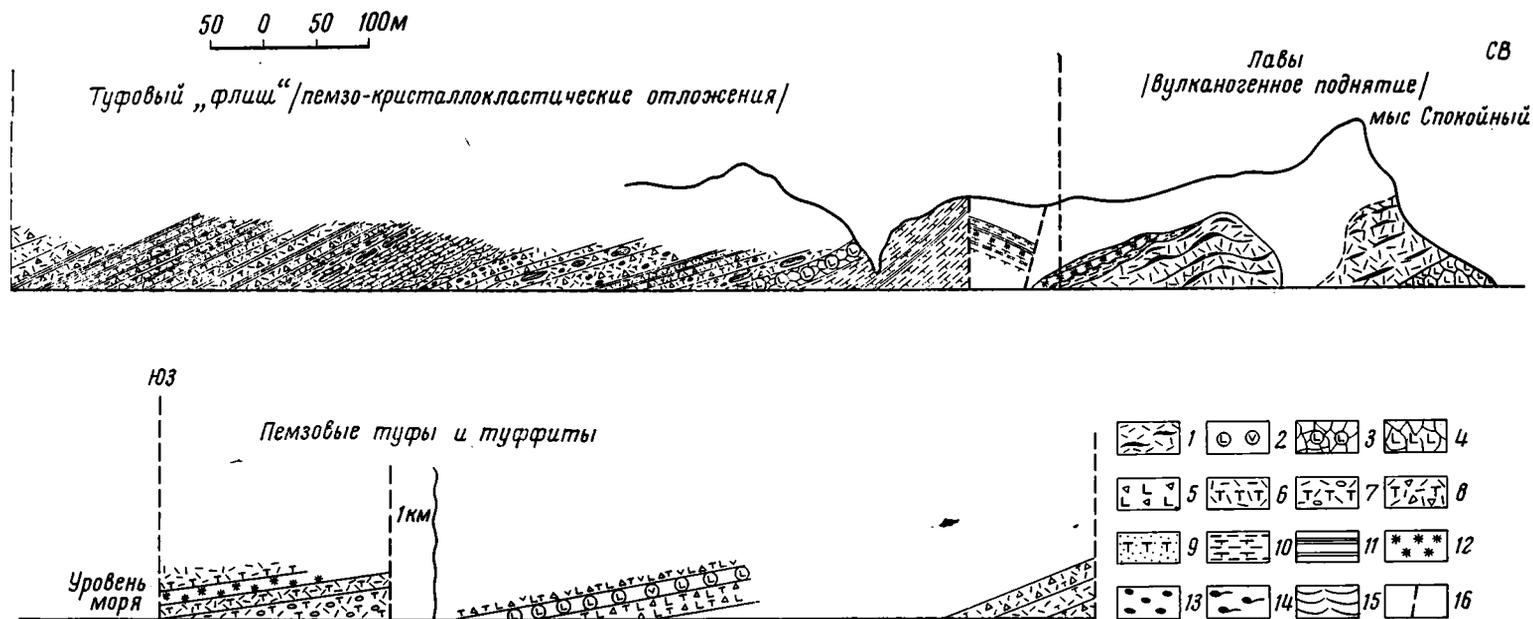
Выше залегают своеобразные флишоидные туфовые отложения мощностью около 150 м, выделяющиеся яркой белесовато-зеленой окраской. Мощность ритмов в них выдержана в пределах 5—20 см. Градационная структура проявлена распределением как по объемному весу, так и по величине, обломков пемзов, кристаллов плагиоклаза, кварца, роговой обманки, фельзо-липаритов, дацитов (фиг. 4). В общем случае элементами ритмов являются (снизу вверх): 1) кристалловый или литокристал-



Фиг. 2. Изменения ритмов туфового флиша по мере приближения к очагам извержения

а — витрокристалловые туфы (светлое) ритмично переслаиваются с туффитами (темное); *б* — мощность туффитовых слоев уменьшается; *в* — туфы становятся массивными, спекшимися. Бухта Жировая, Камчатка

ловый туф, в нижней части обогащенный зернами титаномагнетита, 2) пемзовый туф с небольшим содержанием кристаллов, состоящий преимущественно из обломков относительно тяжелого крупнопузыристого вулканического стекла, 3) пемзовый туф, сложенный более легким вулканическим стеклом с типичной пемзовой структурой, 4) буровато-зеленое монтмориллонитизированное стекло, вероятно, представляющее продукт подводного выветривания обломков пористого вулканического стекла (в перерывах между периодами отложения вулканокластического материала). Небольшие перерывы отмечаются лишь тонкой (доли

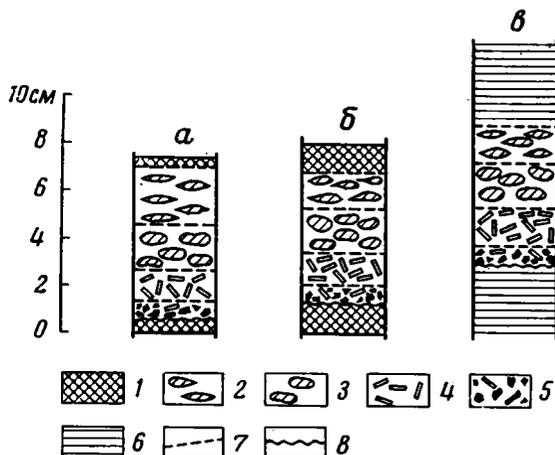


Фиг. 3. Обнажения туфового флиша (дацито-липаритового и плагио-липаритового состава) в береговых обрывах полуострова Ловцова, о. Кунашир

1 — липарито-дациты флюидальные; 2 — шаровые андезитобазальты; 3 — шаровые базальтовые лавы, превращенные в гналокластиты; 4 — базальтовые гналокластиты; 5 — андезитобазальтовый туф псефитовой структуры; 6 — пемзо-кристаллолитический туф дацита; 7 — то же с включением гальки; 8 — пемзовый туф с псефитовой структурой; 9 — кристалло-пемзовый туф с псаммитовой структурой; 10 — туфы и туффиты с алевритовой структурой; 11 — туфы и туффиты с пелитовой структурой (сульфидизированные); 12 — туфодиагности; 13 — обломки пиритизированных вулканических пород; 14 — игнимбритоподобные туфы; 15 — косая (прибрежно-морская) слоистость; 16 — разломы

Фиг. 4. Ритмы туфовых флиш-ов в разрезе полуострова Ловцова

1 — монтмориллонит; 2 — тонковолокнистая (легкая) пемза; 3 — крупнопузыристая (тяжелая) пемза; 4 — обломки кристаллов (преимущественно плагиоклазов) и вулканических пород; 5 — то же с обильными зернами магнетита; 6 — диатомиты, туфодиатомиты; 7 — условная граница слоев (с постепенным переходом); 8 — резкая граница (небольшой межритмовый разрыв). Объясн. а, б, в — см. текст



миллиметра) монтмориллонитовой пленкой или изогнутыми линзочками монтмориллонитизированной пемзы (фиг. 4, а), относительно длительные — более мощными, до 1—2 см, слоями (фиг. 4, б). В некоторых ритмах монтмориллонит заменяется слоями туфодиатомита (фиг. 4, в).

Туфы изменены (с новообразованиями опала, хлорита, монтмориллонита, селадонита, цеолитов), плотно сцементированы и кажутся с первого взгляда спекшимися. Внешне их сближает с игнибритами наличие изогнутых линзочек буро-зеленого монтмориллонитизированного стекла (обрывки пемзы), похожих на фльмме. Значительная плотность туфов объясняется, однако, не спеканием, а перекристаллизацией их мелкообломочного цемента с образованием опала, кристобалита, кварца, палагонита, анальцима, морденита. Избыточный кремнезем выделялся при монтмориллонитизации вулканического стекла. Химический состав туфов (%): SiO_2 —63,99; TiO_2 —0,57; Al_2O_3 —15,26; Fe_2O_3 —2,86; FeO —1,65; MnO —0,08; MgO —2,22; CaO —4,62; Na_2O —2,71; K_2O —1,12; SO_3 —0,10; P_2O_5 —0,08; CO_2 —0,27; H_2O —4,10; объемный вес—2,54; сумма—99,63.

Самая верхняя часть разреза на п-ове Ловцова, мощностью более 200 м, сложена преимущественно грубообломочными цеолитизированными пемзовыми туфами с отдельными слоями и линзами туффитов (туфодиатомитов) и горизонтами шаровых базальтовых лав. Общая мощность разреза составляет около 700 м.

Изменения пород в разрезе снизу вверх указывают на постепенное обмеление морского бассейна, где отлагались вулканокластические осадки. В верхних толщах появляются серии косослоистых осадков. Восстановительные условия в пределах вулканической зоны (темная окраска осадков, их пиритизация) сменялись окислительной обстановкой при удалении от очагов извержений и с течением времени по мере обмеления бассейна. Изменения пемзовых обломков, содержащихся в разрезе п-ова Ловцова, происходили очень рано: слабоокатанные обломки хлоритизированной пемзы, находящиеся в совершенно неизменном туффитовом цементе, в изобилии встречаются в различных толщах, т. е. изменения пемз произошли до захоронения осадков.

К той же близочаговой фации, что и породы п-ова Ловцова, относятся среднемиоценовые вулканогенно-осадочные толщи восточного берега о. Кунашир, к северу от Южно-Курильска, а также отложения, пересеченные скважинами на геотермальном месторождении Горячий Пляж. Здесь породы сохраняют все описанные выше особенности. Центрами извержения пемзовых потоков были дацитовые и липарито-дацитовые экструзивные купола, располагавшиеся рядами на разломах. В подошве наиболее мощных пемзовых потоков иногда проявляется незначительное

спекание вулканокластического материала в небольших по мощности (доли метра, до 2—3 м) интервалах.

По мере удаления от центров извержения вулканический материал туфовой флишоидной формации «разбавляется» терригенно-обломочным и органогенным (преимущественно остатки диатомовых) материалами, меняется и характер ритмичности пород. Это намечает переход к следующим членам латерального ряда формаций: туфитовой флишоидной, отдаленной туфитовой флишоидной и туфодиатомитовой (см. таблицу).

Туфитовой флишоидной формацией большой мощности (свыше 5000 м) выполнен глубокий Центрально-Камчатский прогиб, расположенный между геоантиклиналями Внешней и Внутренней дуг Камчатки. Источником вулканического материала, входящего в состав указанной формации, были преимущественно наземные вулканы внутренней дуги, удаленные от оси прогиба на 50—60 км. В разрезе п-ова Ильинского, отвечающем осевой части прогиба, распространены двух- и иногда трех-элементные (песчаник + алевролит — аргиллит — мергель) флишоидные отложения, особенностью которых является большое содержание в нижнем слое ритма вулканического (пемзо-кристаллокластического) материала. Нередко нижний элемент ритма представлен туфами с градационной слоистостью.

Одновозрастные отложения западного берега о. Карагинского вскрыты в юго-западном борту Центрально-Камчатского прогиба и соответствуют площади более удаленной (на 80—100 км) от вулканической зоны Центральной Камчатки. Соответственно с этим здесь развита отдаленная туфитовая флишоидная формация. Она характеризуется большим количеством грубообломочных терригенных осадков, невысоким содержанием вулканического материала, менее правильной флишоидной ритмичностью: из ритмов часто выпадают верхние слои наиболее тонкообломочных пород, мощность ритмов сильно колеблется (от долей метра до нескольких метров и даже десятков метров). Миоценовые отложения о. Карагинского, как отмечают Ю. Б. Гладенков и В. И. Гречин (1969), формировались в условиях относительно глубоководной седиментации, сопровождавшейся вулканической деятельностью с пульсирующим поступлением в бассейн вулканического материала. Литокристалловые туфы слагают преимущественно нижнюю часть слов-ритмов.

Отдаленная туфитовая флишоидная формация развита также на охотском берегу о. Итурупа, где она известна под названием куйбышевской свиты (нижний — средний миоцен). Это сравнительно мелководные груборитмичные отложения с градационной слоистостью, состоящие преимущественно из туфитовых аргиллитов и алевролитов с подчиненным количеством туфитовых песчаников и туфодиатомитов. Сравнительно редко встречаются слои гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Белесоватый облик пород, частая их обожренность и обилие остатков прибрежных морских организмов указывают на относительно мелководье морского бассейна и окислительные условия среды. Вулканогенный материал представлен главным образом мелкоиздробленным вулканическим стеклом с пемзовой структурой, которое часто изменено в монтмориллонит. Мощность ритмов колеблется от нескольких сантиметров до десятков сантиметров, а местами до 1 м и более. Основания ритмов обычно сложены относительно грубообломочными отложениями с большим содержанием вулканического материала (иногда — туфами), верхняя часть ритмов образована туфитовыми аргиллитами или туфодиатомитами.

К отдаленной туфитовой флишоидной формации относятся также ниже-среднемиоценовые отложения тюшевской свиты Восточной Камчатки (Марковский, Супруненко, 1972) и образования утхолоской и вивентекской свит Западной Камчатки. По описанию В. И. Гречина

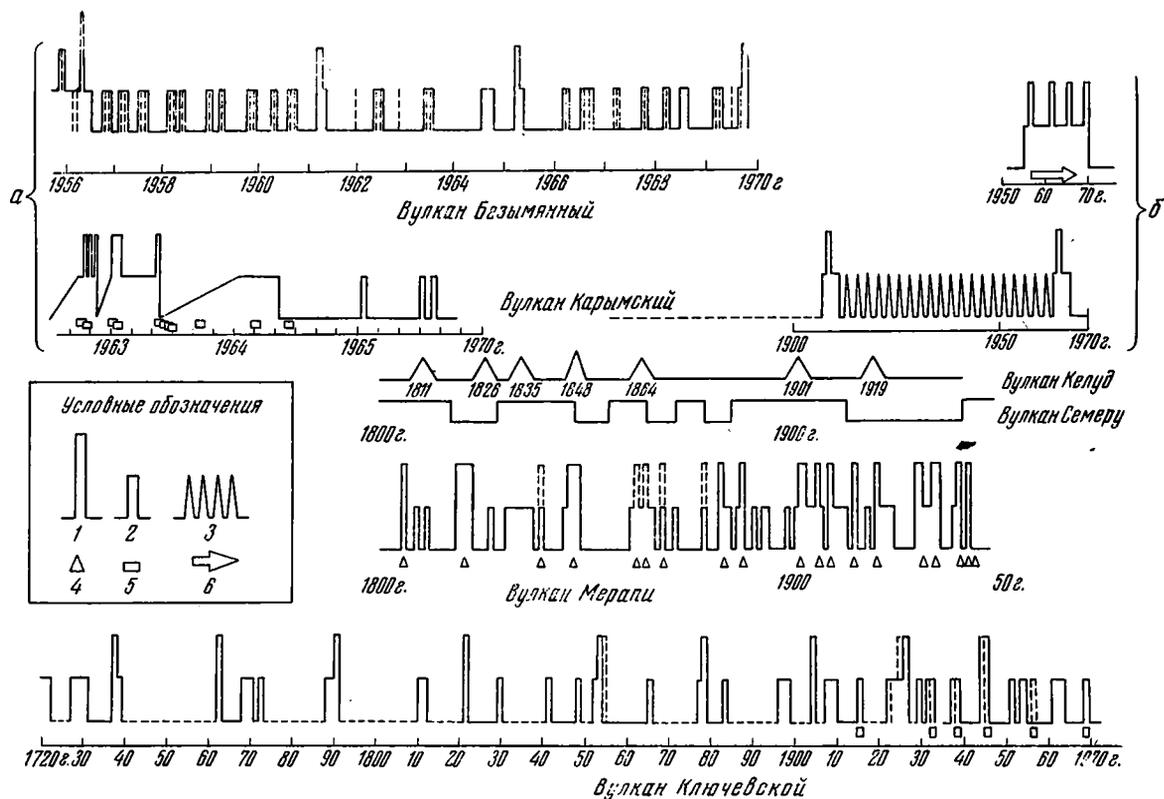
(1973), изучавшего западнокамчатский Точилинский разрез на берегу Охотского моря, градационная слоистость миоценовых отложений выражена изменением снизу вверх величины обломков и сменой в том же направлении кристалло-литокластического вулканического материала витрокластическим. Нередко к основанию ритмов приурочены туфы; туфовых слоев в разрезе около тысячи. Градационная слоистость в туфах связана с дифференциацией вулканического материала по размеру и весу при прохождении через толщу морской воды. Верхние части ритмов часто сложены туфодиаомитами. Распределение вулканического материала в осадках указывает на «импульсивный характер подачи значительных масс продуктов наземных извержений» (стр. 50). Некоторые туфовые слои с независимой градационной слоистостью, значительными примесями крупного терригенного и пелитоморфного материалов «напоминают туфовые турбидиты» (стр. 45).

Наиболее удаленной от вулканических зон является туфодиаомитовая формация. Она характерна для тыловых прогибов и обычно образуется в озерных и озерно-лагунных условиях. Т. В. Кременецкая (1972), изучавшая позднеэоценовые озерные отложения Тигильского района Западной Камчатки, в значительной степени сложенные туфодиаомитами, отмечает, что в них обычно проявляется градационная слоистость. По мнению указанного автора, ритмичность этих отложений определяется частотой и интенсивностью подачи в озеро вулканического материала. Часть слоев отражает озерную фоновую седиментацию. В изученной толще проявляются нарушения слоистости (обвалы, оползни), связанные с «встряхиванием осадков при вулканических землетрясениях» (стр. 121).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТУФОВОЙ И ТУФФИТОВОЙ ФЛИШОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Флишоидные формации Курило-Камчатской дуги сходны с «туфовыми турбидитами», описанными И. В. Хворовой (Хворова, Елисеева, 1963) в Ирландской зоне Урала. В вулканогенных толщах многих уральских рудных районов обнаружены С. Г. Грешнером (1969, 1974) близкие образования; большая часть их названа подводными пемзовыми туфами, некоторые же породы отнесены к игнимбрикам. Е. Мютти (Mutti, 1965) описал как игнимбрики и отложения турбидных потоков липаритовые туфы в олигоцене о. Родос (Греция). Залегающие в нижней части толщи плотные массивные, по мнению автора, спекшиеся туфы вверх переходят в градационно-слоистые турбидиты. Очень сходны с курило-камчатскими флишоидами подводные отложения пемзокластического материала с градационной слоистостью в палеогене штата Вашингтон (США). По предположению Р. Фиски (Fiske, 1963), накопившийся на склонах подводного вулкана рыхлый вулканокластический материал периодически перемещался на большие глубины в виде потоков, принципиально не отличавшихся от турбидных. Таким образом, образование туфовых флишоидных отложений обычно связывают с деятельностью турбидных потоков. Но, учитывая особенности и условия распространения подобных образований в Курило-Камчатской системе, можно сомневаться в определяющем значении турбидных потоков при формировании этих отложений.

Из приведенных описаний видна связь отложений туфовых флишоидов с поднятиями на дне морских бассейнов экструзивных куполов и сопутствующими извержениями пемзовых потоков. Вулканокластические отложения с градационной слоистостью имеют однообразный состав и локализуются на склонах вулканов. В составе туфовых флишоидов нет тонкой зернистой «вмещающей массы» с глинистой размерностью частиц, характерной для турбидитов (Kuenen, Migliorini, 1950;



Фиг. 5. Периодичность извержений некоторых современных действующих вулканов

1 — сильные извержения; 2 — слабые извержения; 3 — пульсирующая деятельность; 4 — экструзивные купола; 5 — лавовые потоки; 6 — продолжающаяся деятельность. Для вулканов Безымянного и Карымского: а — шкала времени в относительно крупном масштабе; б — шкала времени в более мелком (общем для всех вулканов) масштабе

Хворова, Елисеева, 1963); не обособляется также верхний слой тонкого осадка, который, по заключению И. В. Хворовой, отлагается после формирования собственно турбидитов из взвешенных в морской воде вулканогенных и терригенных частиц. Легкий пемзовый материал, из которого преимущественно состоят ритмично-слоистые туфовые отложения, не мог накопиться на склонах в количествах, достаточных для возникновения мутьевого потока. Этот материал, вероятно, всплывал сразу же при извержении и долгое время находился во взвешенном состоянии в воде, образуя «мутьево облако». Градационная слоистость туфового флишоида, видимо, обусловлена последовательным осаждением из «мутьевого облака» все более и более легких (и все более мелких) частиц. Ритмичность здесь, таким образом, отражает прежде всего периодичность подводных извержений пемзового материала.

Подобный механизм седиментации не исключает возможности образования непосредственно при извержениях и сопровождающих их землетрясениях турбидных потоков, приносивших разнородный материал, слагающий грубообломочные брекчии, эпизодически появляющиеся в туфовых флишоидах.

Сказанное подтверждается и характером ритмов в формациях, замещающих туфовые флишоиды латерально. Повсеместно в туфовых и туффитовых флишоидных формациях нижним элементом ритмов являются туфы или туффиты. Всеми авторами, изучавшими разрезы этих формаций, устанавливается определяющее значение в образовании ритмов пульсирующей подачи вулканокластического материала при извержениях. В Центрально-Камчатский (междуговый) и Западно-Камчатский (тыловой) прогибы эта подача осуществлялась преимущественно воздушной транспортировкой от субаэральных вулканов, располагавшихся на внутреннем геосинклинальном поднятии. При осаждении вулканокластических частиц в толще морской воды происходила их сортировка по размеру и весу.

В пользу связи ритмичности туфовых флишоидов с периодичностью извержений свидетельствует периодичность извержений тех современных действующих вулканов островных дуг, для которых имеются достаточно точные и полные наблюдения. Как видно из фиг. 5, подобная периодичность выражена и при извержениях, сопровождающихся поднятиями экстремальных куполов (например, вулкана Безымянного). Обращает внимание повторимость извержений вулканов через примерно равные промежутки времени, что объясняет относительно небольшие колебания мощностей ритмов туфовых флишоидов.

Связь ритмичности туфовых и туффитовых флишоидов с периодичностью вулканических извержений расширяет возможности корреляции разрезов по ритмам. Вероятно, в недалеком будущем туфовые слои в основании ритмов будут использованы для установления хронологии извержений и для корреляции удаленных друг от друга разрезов. Т. Хуангом с соавторами (Huang et al., 1973) указано на появление туфовых слоев в глубоководных отложениях на юге Тихого океана за несколько тысяч километров от вулканов, извергавших пирокластический материал. Корреляция туфовых слоев была сделана в разрезах двух скважин, удаленных одна от другой на 3000 км.

О ГЕНЕЗИСЕ «ВУЛКАНОГЕННО-ТУРБИДИТОВОЙ» И СОБСТВЕННО ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Терригенно-обломочные (с небольшим участием мергелей) ритмично-слоистые отложения Восточной Камчатки описаны многими исследователями (Власов, 1946; Вялов, 1952; Плешаков, 1938; Харкевич, 1941; Григоренко и др., 1972). Принадлежность этих отложений к типичному

флишу ни у кого не вызывала сомнений. Но относительно происхождения этой формации высказывались противоречивые мнения. Большинство авторов связывает его с деятельностью турбидных потоков. Однако вопрос этот остается дискуссионным.

Еще Б. М. Келлер (1949) писал о полезности сравнения с соседними формациями флиша для установления его генезиса. Но при решении вопроса о генезисе флиша внешних геосинклинальных прогибов обычно не представляется возможным использовать особенности латерально замещающих его отложений. Дело в том, что у флиша часто отсутствуют латеральные переходы в другого типа породы, и это понятно, учитывая морфологию впадин, в которых накапливается флиш — узких, глубоких, длинных, сходных с современными океаническими желобами. Соответственно с этим флиш распространен в протяженных и резко ограниченных зонах.

Однако при решении вопроса о генезисе флиша возможно использовать особенности соседних формаций, сменяющих флиш вертикально, по разрезу. Такой соседней формацией, обычно непосредственно подстилающей флиш, является вулканогенно-кремнистая формация спилито-кератофирового комплекса, называемая Б. А. Марковским и В. К. Ротманом (1969) вулканогенно-турбидитовой.

Особенности поздне меловой вулканогенно-кремнистой формации Камчатки во многом не согласуются с выводом Б. А. Марковского и В. К. Ротмана (1969) об образовании ее преимущественно турбидными потоками, почему и переименование указанными авторами этой формации в вулканогенно-турбидитовую представляется неудачным. Из турбидных потоков редко отлагается столь однородный по составу (преимущественно базальтовый) материал, который слагает формацию. Значительная часть формации образована тонко-параллельностойкими ритмично пластикующимися породами. В основании ритмов лежат измененные (хлоритизированные, альбитизированные, нередко цеолитизированные) туфы с градационной слоистостью, в верхней части ритмов — чрезвычайно тонкослойные кремнистые сланцы, часто окрашенные тонкораспыленным гематитом в малиново-красный цвет. Иногда, как, например, в разрезах п-ова Камчатский Мыс, ритмы дополняются вверх слоем кремнистого пелитоморфного известняка, окрашенного палевидным гематитом в розовый цвет. Вся эта гамма пород образована в результате отдельной подводной вулканической вспышки, а отнюдь не турбидными потоками. Кремнистые породы над туфом представляют собой преимущественно хемогенные отложения, характерные для стадии остывания подводных вулканитов и деятельности ранних высокотемпературных хлоридно-щелочных газотерм, приносящих большие количества кремнезема¹. Отложение тонких слоев пелитоморфных известняков с гематитом связано, по-видимому, с нагреванием воды при извержении и нарушением вследствие этого карбонатного равновесия. Донные извержения вызвали массовую гибель морских организмов и образование кремнисто-известковых слоев, обогащенных обломками и целыми раковинами иноцерам и других моллюсков. И эти слои рассмотрены Б. А. Марковским и В. К. Ротманом (1969) как отложения турбидных потоков. В. М. Гранник (1973), изучавший поздне меловую вулканогенно-кремнистую формацию о. Сахалин, во многих случаях установил непосредственное перекрытие подобных ракушняковых слоев туфами.

¹ Остывание перегретых щелочных растворов на дне моря вызывало быструю садку кремнезема (преимущественно в виде халцедона, мелкокристаллического кварца, реже опала), а одновременная потеря растворами углекислоты обусловила осаждение окислов железа (гематита). Красные кремни отлагаются на дне в виде тонких слоев, часто выполняют в вулканических породах дна поры, трещины, иногда замещают туфы.

В строении формации принимают участие шаровые базальтовые лавы, превращенные при быстром остывании в воде в гиалокластиты, а также массы базальтовых шлаков, выброшенных при извержениях. Сортировка последних по величине и весу при опускании на дно после извержения обусловила грубую градационную слоистость вулканогенно-обломочного материала. Таким образом, ритмичность пород позднемеловой вулканогенно-кремнистой формации, как и миоценовой туфовой флишеидной формации, обусловлена прежде всего периодичностью подводных извержений. В глубоких крутосклонных сейсмически подвижных внешних геосинклинальных прогибах, конечно, имели место и частые обвалы участков бортов с образованием турбидных потоков, но это явление лишь усложняло общее строение вулканогенно-осадочных толщ.

Как и в случае туфовых флишеидных отложений, строение ритмов в толщах, латерально сменяющихся по мере удаления от магмоподводящих разломов спилито-диабазовую и вулканогенно-кремнистую формации, помогает выяснить происхождение ритмичности. В более отдаленной (по отношению к вулканической зоне) кремнисто-сланцевой формации, хорошим примером которой является разрез горы Никольской в Петропавловске-Камчатском, в основании ритмов лежат измененные туфы с градационной слоистостью. Вверх они сменяются очень тонкослойными преимущественно хемогенными кремнистыми и известково-кремнистыми породами. Мощность ритмов небольшая (1—5 см), иногда она увеличивается до нескольких десятков сантиметров, редко до метра, за счет органогенно-терригенных отложений с остатками радиолярий. В основании некоторых ритмов залегают гематито-кремнистые породы, несколько напоминающие древние джеспилиты: в малиново-красной пелитоморфной гематит-опаловой массе находятся изогнутые прерывистые микрослойки гематита. Все эти особенности ритмов указывают на вероятную связь ритмичности «вулканогенно-турбидитовой» формации, так же как и туфовой флишеидной, с периодичностью подводных извержений.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы спилито-кератофинового комплекса формаций со временем сменяются во внешнем геосинклинальном прогибе терригенным флишем (таблица). Приуроченность образования флиша к моментам прекращения (или ослабления) вулканической деятельности отмечает на примере флиша Зилаирского синклинария Урала Б. М. Келлер (1949), не объясняя, однако, эту закономерность². Высказываются мнения, что флиш формируется в условиях сжатия (Rech-Frollo Monique, 1970) и, действительно, формирование восточно-камчатского флиша приурочено к периоду с отчетливо выраженными условиями сжатия. Это позволяет высказать в качестве гипотезы следующее.

Развитие флиша может быть связано со сменой в геосинклиналях условий растяжения сжатием, прекращающим подводный вулканизм. Поступления вулканического материала на поверхность после этого не происходит, но прогиб сохраняет подвижность, и продолжающиеся тектонические импульсы, уже не сопровождающиеся извержениями магматического материала, обуславливают ритмичность флишевых отложений. Толчки могут вызывать взмучивание свежих осадков и формирование градационной слоистости при их вторичном осаждении. Конечно, при этом время от времени происходит и оползание крутых стенок прогибов с возникновением мутьевых потоков, усложняющих фациальную структуру флиша. Вблизи некоторых разломов, где продолжался в ослабленной форме вулканизм, флиш замещается вулканитами.

² По Б. М. Келлеру (1949, стр. 1148) «появление флиша во внешних прогибах относится к тем моментам, когда в прогибах ослабевает или даже прекращается вулканическая деятельность».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Судя по Камчатке и Курильским островам, в истории развития геосинклинальных систем выделяются два главных периода формирования флиша и флишоидных отложений. Первый период соответствует позднегеосинклинальному этапу, когда растяжение, способствовавшее развитию инициального вулканизма с накоплением спилито-кератофировых формаций, сменяется сжатием. Ему отвечает образование глубоководной собственно флишевой формации в наиболее подвижных структурах геосинклинальных систем — внешних прогибах расположенных непосредственно над выходом зон Беньофа (Власов, 1946). Во второй период на склонах растущих внутренних геоантиклиналей формируется в условиях растяжения и сильного вулканизма мелководная раннеорогенная туфовая флишоидная формация, которая в соседних прогибах, иногда значительной глубины, последовательно сменяется туффитовой флишоидной, отдаленной туффитовой флишоидной и туфодиамитовой формациями.

Туфовая флишоидная формация интересна не только в научном, но и в практическом отношении. Она синхронна рудной формации зеленых туфов Тихоокеанского пояса и соседствует с ней: очаговые вулканогенные рудоносные структуры как шлейфом окаймлены туфовыми флишоидами. Ранее уже сообщалось о вероятном широком распространении руд формации зеленых туфов в разновозрастных складчатых областях Евразии (Власов, Петраченко, 1975).

При значительных различиях флишевой и туфовой флишоидной формаций, ритмичность их может быть обусловлена общей причиной — импульсивно проявляющейся тектонической неустойчивостью структур. Она периодически вызывала вулканические вспышки, запечатлевшиеся в ритмичности и градиционной слоистости туфовых флишоидов и вулканогенно-осадочных пород спилито-кератофирового комплекса формаций. С подобными же тектоническими импульсами, возможно, связываются после смены расширения сжатием и прекращения инициального вулканизма во внешних прогибах, ритмы позднегеосинклинального терригенного флиша. С позиций этой гипотезы подводные обвалы и оползни, деятельность мутьевых (турбидных) потоков лишь усложняют строение флишевых толщ, но не определяют его. Часть мутьевых потоков при этом может возникать не от обвалов бортов прогибов, а непосредственно при извержениях подводных вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка.— В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1946.
- Власов Г. М., Попкова М. И., Борисов О. Г. О подводных игнимбритах и о времени изменения подводных лав. В сб.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока, Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Власов Г. М., Петраченко Е. Д. О проявлении рудной формации зеленых туфов в складчатых областях Евразии.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5.
- Вялов О. С. Схема тектонического поділу Камчаткі.— Доповіді АН УССР, 1952, № 6.
- Гладенков Ю. Б., Гречин В. И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский).— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, т. 44(5).
- Гранник В. М. Вулканогенно-осадочные формации верхнего мела Восточно-Сахалинского региона и некоторые вопросы их генезиса.— Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
- Гречин В. И. Литология и условия накопления морских вулканогенно-осадочных отложений миоцена Западной Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Грешнер С. Г. Игнимбиты в Главной вулканической зоне Урала.— Тр. Второго Уральского петрограф. совещ., 1969, т. 3.
- Грешнер С. Г. Игнимбиты и пемзовые туфы с точки зрения использования их для палеовулканических реконструкций. Тезисы докл. Второго Уральского палеовулканиологического симпозиума. УНЦ АН СССР, Свердловск-Миас, 1974.

- Григоренко Ю. Н., Берсон Г. Л., Драновский Я. А., Смирнов В. Н. Основные типы формаций Корякско-Камчатского региона.— В сб.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР, Л., 1972.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104.
- Кременецкая Т. Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. О поздне меловой вулканогенно-осадочной формации Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Марковский Б. А., Супруненко О. И. Сравнительная характеристика двух типов турбидитовых формаций Восточной Камчатки.— Сов. геология, 1972, № 10.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области.— Сов. геология, 1938, № 6.
- Харкевич Д. С. Геолого-петрографический очерк острова Карагинского.— Тр. Камчатской эксп. АН СССР 1936—1937 гг., М., 1941, вып. 3.
- Хворова И. В., Елисева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. Бюлл. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, т. 38(3).
- Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington.— Geol., Soc. Amer. bull., 1963, v. 74, № 4.
- Huang T. C., Watkins N. D., Shaw D. M., Kennett J. P. Atmospherically transported volcanic dust in South Pacific deep-sea sedimentary cores at distances ever 3000 km from the eruptive source. Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, № 1.
- Kuenen P., Migliorini C. I. Turbidity currents as a cause of graded bedding.— J. Geol., 1950, v. 58, № 2.
- Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes island (Greece).— Sedimentology, 1965, № 5.
- Rech-Frollo Montique. Flysch, molasse et formations apparentes (Resume) — C. r. Soc. Geol. France, 1970(1971), № 7.

Институт тектоники и геофизики
Хабаровск

Дата поступления
30.1.1976

УДК 552.51 (571.64)

**О ГЕНЕЗИСЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА**

Н. Г. БРОДСКАЯ, В. К. ГАВРИЛОВ, Н. А. СОЛОВЬЕВА

Дана литолого-минералогическая характеристика песчаников и алевролитов, залегающих в различных комплексах пород раннемезозойского разреза Сахалина.

Показана роль генетически различного обломочного материала в формировании терригенных пород. Продукты разрушения сиалической коры постоянно присутствуют в составе песчаников, а материал размыва внутрибассейновых поднятий локально обогащает отдельные зоны. Выделенные на Сахалине комплексы пород сопоставляются с францисканским комплексом и с разрезом Большой Долины Калифорнии.

Для выяснения особенностей ранних стадий развития геосинклиналей значительный интерес представляет изучение терригенных толщ, ассоциирующих с офиолитовыми сериями пород. Расшифровка генетических особенностей терригенных пород наиболее важна в так называемых переходных зонах на стыке континента и океана. Именно к такой зоне относится мезозойский (допозднемеловой) бассейн о. Сахалина.

Своеобразие осадконакопления и вулканической деятельности в условиях напряженного тектонического режима, широкое развитие оползневых явлений и значительные перемещения толщ обусловили формирование сложной структуры всего мезозойского разреза. Картирование отдельных блоков пород, разделенных тектоническими контактами и почти лишенных остатков фауны, представляет большую трудность. Границы выделенных при геологосъемочных работах свит остринской и хойской в Восточно-Сахалинских горах и островской и новиковской на Тонино-Анивском полуострове условны. Названные свиты охватывают возрастной диапазон от поздней перми до раннего мела включительно (Геология СССР, т. ХХХIII, 1970). Для удобства изложения в дальнейшем всю толщу отложений, четко обособляющуюся в геологическом разрезе Сахалина, мы условно именуем мезозойской.

В составе рассматриваемых отложений принимают участие спилиты, диабазы, кератофиры, щелочные базальтоиды, туфы, туффиты, известняки, яшмы, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Спилито-диабазовые серии вместе с габброидами и ультрабазитами входят в состав офиолитовой ассоциации Сахалина.

В результате детальных литолого-тектонических исследований нами были выделены следующие комплексы пород, образующие мезозойский (доверхнемеловой) разрез (снизу вверх): спилитово-карбонатно-кремнистый, терригенный и туфово-терригенно-кремнистый. Особое положение в разрезе занимает комплекс щелочных базальтоидов (Гаврилов, Соловьева, 1975; Бродская и др., 1975). Общая мощность отложений составляет 3000—4000 м (фиг. 1).

В настоящей статье проанализированы особенности терригенной седиментации в мезозойском бассейне Сахалина. При этом основное

внимание уделено песчано-алевритовым породам терригенного комплекса, доминирующим в разрезе мезозойских отложений. В литературе в настоящее время утвердилась точка зрения о преимущественно граувакковом составе песчаников, при этом в целом мезозойские отложения Сахалина сопоставляются с известной францисканской формацией Береговых Хребтов Западной Калифорнии (Богданов, 1969).

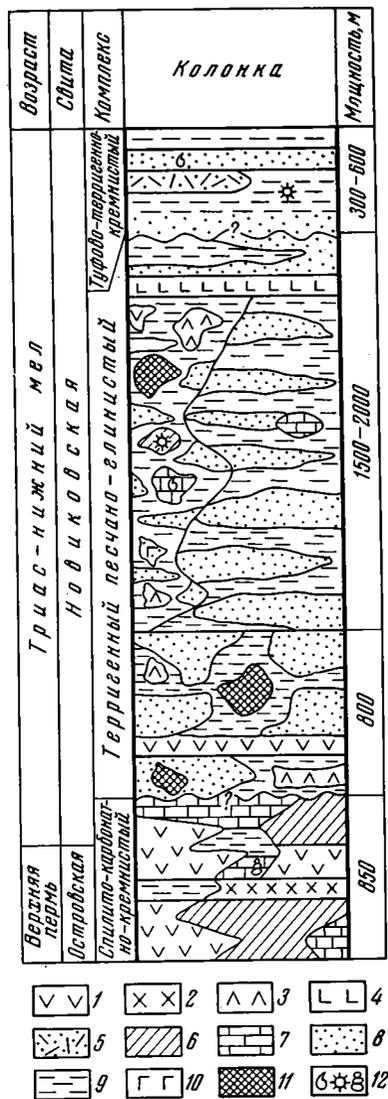
Обломочные породы встречаются во всех трех выделенных нами комплексах.

В спилитово-карбонатно-кремнистом комплексе, мощность которого составляет 800—900 м, обломочные породы представлены вулканомиктовыми песчаниками, литокластическими туфами и алевролитами. Эти породы имеют явно подчиненное значение в строении комплекса. Четкую границу между литокластическими туфами и вулканомиктовыми песчаниками провести невозможно, так как по составу обломочного материала, характеру залегания и гранулометрической характеристике они очень похожи и связаны между собой постепенными переходами через породы типа туффитов. Залегают песчаники, туфы и алевролиты среди эффузивов комплекса маломощными линзами от 0,5 до 7—8 м, часто причудливо изогнутыми.

Вулканомиктовые песчаники, туффиты и литокластические туфы состоят из обломков вулканических пород, плагиоклазов, реже пироксенов и роговых обманок. В песчаниках нередко присутствуют кремнисто-аргиллитовые и аргиллитовые обломки, иногда в значительном количестве.

Обломки вулканических пород представлены базальтами, часто миндалекаменными с нацело ожелезненной основной массой, по облику и составу аналогичными эффузивным породам, входящим в состав спилитово-карбонатно-кремнистого комплекса. Изредка встречаются округлые обломки пород с трахитоидной структурой основной массы и фельзитов. Плагиоклаз нацело серицитизирован, судя по характеру двойникования, представлен кислыми (натровыми) разностями. Часто обнаруживаются обломки кристаллов плагиоклаза в сростании с основной стекловатой массой. Такие сростки, как и обломки пород причудливой формы (резургентные обломки), наиболее характерны для туфовых разностей.

Пироксены встречаются двух разновидностей: моноклинной и ромбической. Моноклинные пироксены (совершенно свежие) представлены



Фиг. 1. Схематический разрез мезозойских (доверхнемеловых) отложений Тонино-Анивского полуострова

1 — спилиты и диабазы; 2 — кератофиры; 3 — щелочные базальтоиды; 4 — монцитоны и нефелиновые сиениты; 5 — пепловые туфы; 6 — яшмы; 7 — известняки; 8 — песчаники; 9 — алевролиты, аргиллиты; 10 — глыбы габброидов и ультрабазитов; 11 — окварцованные породы; 12 — фораминиферы и радиоларии

правильными кристаллами и осколками или сростками. Ромбические пироксены нацело замещены идингситом и боулингитом и распознаются только по редким реликтам или кристаллографическим очертаниям. Роговая обманка зеленого цвета, слабо измененная, встречается очень редко.

Цемент вулканомиктовых песчаников глинистый, слюдисто-глинистый, реже кремнистый или карбонатный. Туфы выделяются нами по преимущественно однообразному составу и облику обломков пород,



Фиг. 2. Глыбы песчаника в алевропелитовой породе; пос. Пригородное, фото В. М. Скворцова

наличию резургентных обломков, отсутствию среди обломочного материала кремнистых пород, кварца и других «чуждых» минеральных компонентов.

В акцессорной (тяжелой) фракции обломочных пород описываемого комплекса преобладают зерна эпидота, моноклинных пироксенов и магнетита. В виде единичных зерен содержатся циркон, гранат, роговая обманка, лейкоксен, турмалин и биотит. Некоторые вулканомиктовые песчаники в значительной степени обогащены эпидот-хлоритовыми сланцами и содержат повышенные концентрации граната и корунда. По минеральному составу тяжелая фракция вулканомиктовых песчаников аналогична фракции нерастворимого остатка известняков спилитового комплекса. Показательно также, что в известняках и песчаниках наблюдается высокое содержание магнетита и эпидота. Количество пироксенов и амфиболов в этих породах превышает 10% тяжелой фракции, в то время как в других отложениях мезозойского разреза составляет доли и единицы процентов.

В терригенном комплексе обломочные осадочные породы слагают практически весь разрез, перемежаясь с маломощными линзами эффузивов и кремнистых образований. В строении этого комплекса принимают участие две пачки: нижняя песчаная мощностью 700—800 м и верхняя песчано-глинистая мощностью 1200—1400 м.

В нижней пачке в соответствии с ее названием преобладают песчаники, которые в виде крупных линз или отдельных блоков заключены в

облекающих их маломощных слоях (2—3 м) алеврито-глинистых пород (фиг. 2). Длина линз и блоков песчаников 40—50 м при ширине 10—15 м. Песчаники светлые, серые или слегка розоватые, массивные, реже плитчатые. В разрезе нижней пачки распространены преимущественно средне- и грубозернистые разновидности песчаников, очень неравномернозернистые, с большим количеством удлиненных обломков аргиллитов.

Верхняя песчано-глинистая пачка сложена чередующимися песчаными и алеврито-глинистыми породами. Песчаники слагают линзы



Фиг. 3. Линзы песчаников среди алевропелитов, видны текстуры «будинажа»; пос. Утесное

мощностью от сантиметров до нескольких метров; линзы ориентированы по слоистости и образуют среди алевролитовых пород вздутия и пережимы, напоминающие будинированные слои (фиг. 3). Количественное соотношение песчаного и глинистого материалов примерно одинаковое. Песчаники в этой части разреза более мелкозернистые, темно-серого цвета, лучше сортированные.

Постепенные переходы между гранулометрически различными осадочными породами отсутствуют во всем комплексе. Песчаные породы терригенного комплекса отличаются очень разнообразным составом и различной гранулометрией даже в пределах одного образца. Нередко наблюдается обогащение мелкозернистых разностей грубозернистым материалом, вследствие чего в отдельных участках порода превращается в гравелит или в обломочную брекчию. Наиболее часто грубый материал представлен обломками кремнистых пород или аргиллитов размером до нескольких миллиметров, причем скопления этих обломков локализованы в отдельных участках породы или даже шлифа. Алевропелитовые породы, облекая песчаные линзы, нередко образуют затеки в песчаниках, ориентированные в различных направлениях. Подобные затеки в песчаниках нижней части комплекса видны невооруженным глазом (фиг. 4), а в верхней часто обнаруживаются при микроскопическом изучении пород.

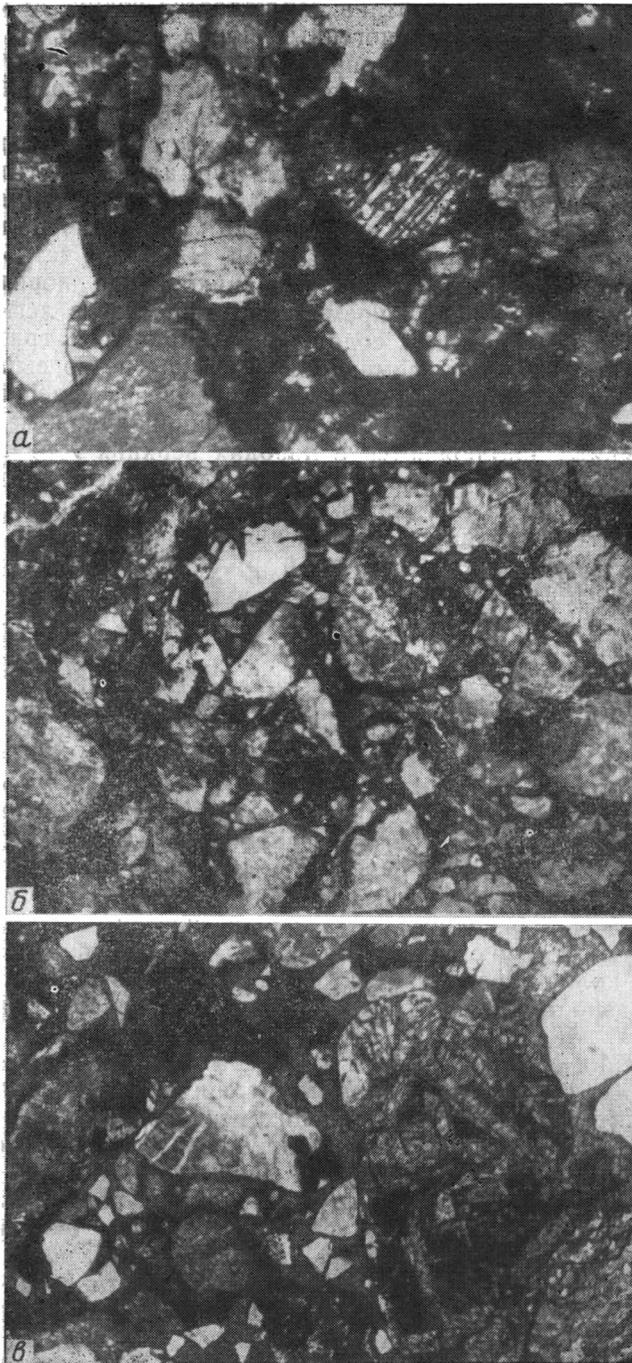


Фиг. 4. Затеки алевропелитовой породы (черное) в песчаник; пос. Пригородное; фото В. М. Скворцова

Детальное изучение состава песчаных пород показало, что образование их происходило в результате смешивания обломков двух различных генетических фракций. Одна фракция, как правило, состоит из полукатанных обломков кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата (микроклина), встречаются также шахматные сростки ортоклаза с альбитом, сростки кварца с серицитизированным полевым шпатом, пластинки сильно измененных хлоритизированных и гидратизированных слюд, обломки кварцитов с катаклазированным кварцем, реже обломки хлорит-эпидотовых и хлорит-альбитовых сланцев. Размер перечисленных обломков колеблется от 0,01 до 0,05 мм, т. е. практически не выходит за пределы мелкозернистого материала. Эта фракция обломков в разных количествах постоянно присутствует во всех песчаниках комплекса и условно названа нами «фоновой» (фиг. 5, а). С нею связаны большие содержания циркона и граната в тяжелой фракции.

Песчаники с преобладанием «фоновых» обломочного материала приурочены обычно к верхним горизонтам терригенного комплекса, где сравнительно маломощные линзы мелкозернистых песчаников залегают среди алевропелитовых пород. В районе р. Витницы (Восточно-Сахалинские горы) такие песчаники встречаются чаще, чем на Тонино-Анивском полуострове; здесь можно проследить все переходы от песчаников с «фоновым» обломочным материалом к мономиктовым песчаникам, обогащенным обломками другого генезиса.

Большая часть песчаных пород сложена обломками различных генетических фракций. Наряду с «фоновыми» встречаются обломки аргиллитов и слюдисто-хлоритовых сланцев, обломки кремнистых, карбонатных и вулканогенных пород. Содержание обломков-примесей в породе достигает иногда 80%, и она превращается в почти мономиктовый песчаник. Между «фоновыми» песчаниками с примесью определенной генетической фракции и мономиктовыми песчаниками наблюдаются постепенные переходы. Мономиктовые песчаники распространены локально и приурочены к зонам контакта с соответствующими породами. Нередко удается проследить постепенный переход от мелкозернистых «фоновых» песчаников к грубозернистым песчаникам с обломками яшм (фиг. 5, б) и далее к брекчиям с яшмовыми обломками, брекчированным яшмам и, наконец, к выходам яшм. Мощность зоны перехода составляет первые



Фиг. 5. Песчаники терригенного комплекса
а — песчаник с «фоновым» составом обломочного материала, $\times 60$, николи скрешены; *б* — песчаник, обогащенный обломками яшм, $\times 70$, николь один; *в* — песчаник с обломками вулканогенного материала, $\times 70$, николь один

десятки метров. Такая же картина наблюдается вокруг выходов карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород (фиг. 5, в). В каждом отдельном случае выход пород определенного состава окружен как бы ореолом песчаных пород с примесью обломков того же состава.

В тяжелой фракции песчаников терригенного комплекса кроме перечисленных выше минералов постоянно присутствуют ильменит, хромит, лейкоксен, сфен, эпидот, единичные зерна турмалина, биотита. Спорадически встречаются минералы группы хромшпинелидов, мелилит, анатаз, рутил. Наблюдается некоторая зависимость между минеральным составом тяжелой и легкой фракций песчаников. Наиболее четко эта зависимость проявляется для «фоновых» песчаников, где повышение количества кислого плагиоклаза и кремнистых обломков в легкой фракции сопровождается увеличением содержания циркона и граната. В тех случаях, когда количество кремнистых обломков резко выше, чем плагиоклаза, в тяжелой фракции фиксируются высокие содержания лейкоксена или рудных минералов. Обломки хромшпинелидов, мелилита, анатаза, как правило, наблюдаются в породах верхних горизонтов терригенного комплекса и сопровождаются одновременным появлением обломков щелочных базальтоидов. Песчаники, в которых встречаются обломки хлорит-эпидотовых и хлорит-альбитовых сланцев, отличаются повышенным содержанием граната и рудных минералов в тяжелой фракции.

Отличительной особенностью песчаников терригенного комплекса (помимо постоянного присутствия «фоновых» обломочного материала) является плотная упаковка обломочных зерен и очень незначительное количество цемента, представленного пленками гидрослюдистого или железисто-хлоритового состава. В то же время почти во всех песчаниках с любым соотношением обломочных фракций много алевролитоглинистой примеси. На фиг. 6а, б видны отдельные участки, линзы, затеки алевропелитового материала, который по достаточно резким контактам вклинивается между обломками песчаника; иногда создается впечатление о рассланцованности породы. В свою очередь алевропелитовые породы, облекающие линзы песчаников, содержат обломки песчаного материала, приуроченные к отдельным участкам.

Алевролиты отличаются от «фоновой» составляющей песчаников повышенным количеством кварца. Следует отметить, что и в мелкозернистых разностях песчаников содержание кварца, как правило, увеличивается.

Для изучения состава глинистых минералов был проведен рентгеноструктурный анализ методом дифрактометрии. Анализировались образцы из алевропелитовых слоев, облекающих песчаные линзы и создающих затеки в песчаные породы, и образцы крупных алевропелитовых обломков из песчаников. Состав глинистых минералов оказался очень однообразным — это плохо окристаллизованные гидрослюда и хлорит. Такой состав глинистых минералов соответствует составу «фоновой» составляющей песчаников. По-видимому, глинистые минералы генетически связаны с механическим разрушением пород континента и материал неоднократно перемывался в тектонически неспокойной зоне.

На графиках гранулометрического состава песчаников в связи с постоянной примесью алевропелитового материала даже наиболее хорошо сортированные «фоновые» песчаники характеризуются двумя постоянными максимумами. Песчаникам с примесью обломков других генетических фракций на диаграмме гранулометрических составов свойственны три максимума и более. Как правило, минимальное значение имеет фракция 0,05—0,1 мм.

К терригенному комплексу, по-видимому, следует отнести и окварцованные светлые породы, слагающие мощные (до нескольких сот метров) выходы среди песчаных и алевролитовых пород, светло- и зеленовато-

серые, светло-зеленые и пятнистые буровато-зеленые, нередко ожелезненные. Часто невооруженным глазом в них видны обломки сургучных яшм, алевропелитов, эффузивных пород. При микроскопическом изучении этих пород удалось установить, что они представляют собой окремененные песчаники. В кремнистом цементе видны реликты обломков, заетки железисто-глинистого материала, иногда неокремененные обломки алевропелитов пород. В некоторых случаях можно проследить переходы от песчаников к их окварцованным разностям. Наиболее протяженные выходы окварцованных пород приурочены к нижним горизонтам терригенного комплекса. В верхней части комплекса встречаются обычно небольшие (до нескольких метров) линзы окварцованных песчаников среди алевропелитовых пород.

Туфово-терригенно-кремнистый комплекс выделен и описан главным образом в районе Тонино-Анивского полуострова в составе новиковской свиты. Общая мощность пород комплекса не превышает 300 м. Сложен он переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами, пепловыми туфами, туффитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями. Для этого комплекса характерно тонкое переслаивание пород, обогащение всех разностей пепловым материалом и остатками радиолярий.

Песчаники образуют тонкие прослои, представлены они светло-серыми мелкозернистыми разностями, хорошо сортированными. В них постоянно встречаются обломки эффузивов кислого состава, кварца, калиевого полевого шпата, кремнистых пород. В тяжелой фракции песчаников присутствуют лейкоксен, эпидот, циркон, гранат, биотит. При увеличении количества осколков вулканического стекла песчаники постепенно переходят в туффиты и затем в пепловые туфы; последние образуют линзовидные тела (до 0,5 м) среди туффитов. Радиолярии, так же как и пепловые частицы, рассеяны по всем породам разреза, но наибольшее их количество приурочено к алевропелитовым и кремнистым разностям. Кремнистые радиоляриты залегают, как и пепловые туфы, в виде линз среди алевропелитовых пород с радиоляриями. В отличие от пород терригенного комплекса все породы туфово-терригенно-кремнистого комплекса связаны между собой постепенными переходами.

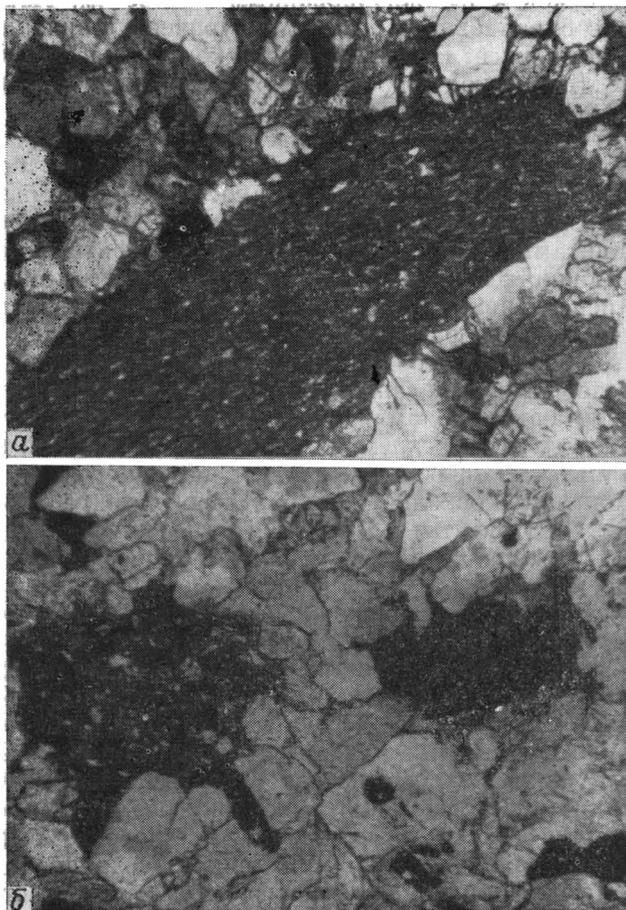
Цемент описываемых песчаников глинисто-кремнистый порового типа, иногда в шлифах встречаются отдельные участки, выполненные глинисто-кремнистым веществом с хорошо различимыми контурами пепловых частиц и остатками радиолярий. Все породы комплекса, в том числе песчано-алевролитовые разности, тонко рассланцованы. Сланцеватость выражена ориентированным расположением глинистых частиц.

Подытоживая все написанное выше, следует отметить основные особенности песчаных пород мезозойского разреза Сахалина. Песчаники спилито-карбонатно-кремнистого комплекса для выяснения обстановки осадконакопления этого региона не представляют особого интереса. Они слагают очень незначительный объем разреза, большая их часть, видимо, является туффитами, самостоятельных прослоев среди вулканических пород песчаники не образуют. Интенсивная вулканическая деятельность в этот период препятствовала развитию нормальной осадочной седиментации.

Песчаные породы туфово-терригенно-кремнистого комплекса играют значительную роль в его разрезе, но сам комплекс представлен очень маломощными выходами. Отложения комплекса, вероятно, образовались в наложенных мульдах в раннемеловое время в период сокращения мезозойского (допозднемелового) бассейна седиментации. Осадочные породы этого комплекса свидетельствуют о спокойном режиме седиментации в условиях мелководья. Обломочный материал слагается из «фоновой» составляющей, продуктов незначительного размыва ниже-

лежащих отложений и удаленных от бассейна кислых вулканических эксплозий.

Наиболее полно в мезозойском разрезе Сахалина представлены песчаники и алевролиты терригенного комплекса. Эти породы слагают не менее половины всего разреза и отражают основные закономерности седиментации бассейна. Характерной особенностью терригенного комп-



Фиг. 6. Глинистый материал в песчаниках терригенного комплекса

а — алевропелитовый материал в песчанике, $\times 70$, николь один; *б* — обломки аргиллита в песчанике $\times 70$; николь один

лекса является его двучленное строение. Нижняя часть его сложена преимущественно песчаными породами, которые образуют крупные блоки или линзы и облекаются алевропелитовыми породами. Верхняя часть комплекса сложена алевропелитовыми породами, в которых в виде ориентированных в одном направлении цепочек расположены линзы мелкозернистых песчаников и кремнистых пород. Линзы образуют многочисленные вздутия и пережимы, и текстура пород пачки напоминает текстуру «будинажа». Контакты между этими двумя пачками постепенные. Размеры линз песчаников вверх по разрезу уменьшаются, а количество облекающего их алевропелитового материала увеличивается.

В районе мыса Евстафия (Охотское побережье) на верхних горизонтах терригенного комплекса с постепенным переходом залегают своеобразные конгломераты с галькой щелочных базальтоидов. Конгломераты распространены локально, слагают линзовидное тело размером в первые десятки метров, их верхняя граница задернована. Постепенный переход выражается в уменьшении размеров линз песчаников до 3—5 см, затем появляются беспорядочно расположенные округлые обломки эпидот-хлоритовых сланцев, кремнистых, вулканогенных пород, аргиллитов, щелочных базальтоидов. Цементом конгломератов служит алевропелитовый материал, аналогичный таковому терригенного комплекса.

Другими характерными особенностями терригенного комплекса являются отсутствие слоистости, каких-либо маркирующих горизонтов и постепенных переходов между осадочными породами различного гранулометрического состава. Песчаные породы залегают среди алевропелитовых разностей линзовидно, наблюдаются затеки глинистого материала в песчаный и наоборот, среди песчаных пород нижних горизонтов комплекса обнаружены линзы спилитов, а среди алевропелитовых разностей верхних горизонтов — линзы щелочных базальтоидов.

Состав обломочного материала песчаников, именуемый нами «фоновым», является аркозовым и соответствует составу гранитоидных пород и метаморфических сланцев, характерных для континентального типа земной коры.

Обломочный материал, представленный крупными обломками яшм, вулканических пород и известняков, аналогичен породам спилито-карбонатно-кремнистого комплекса и мог образоваться в результате локального размыва внутренних поднятий бассейна. Плохая сортировка и окатанность этого материала, крупный размер обломков свидетельствуют о незначительном переносе их от места разрушения. Особый интерес представляет обломочный материал, состоящий из пелитовых и алевропелитовых пород. Песчаники, обогащенные обломками этого типа, широко распространены. Алевропелитовые обломки в песчаниках расположены беспорядочно, направление слоистости пелитового материала внутри обломков не соответствует основным направлениям, по которым распределены зерна песчаной породы (фиг. 6, а). Аналогичный по составу этим обломкам алевропелитовый материал, часто с остатками радиоларий, не образует равномерно распределенного в породе цемента, а как бы вклинивается в обломочную часть породы, выполняя (иногда полностью) отдельные участки. Такие текстурные и структурные особенности пород должны однозначно свидетельствовать о формировании осадка под действием гравитационных сил.

Мы предполагаем, что обломочный материал песчаников, имеющий аркозовый состав, отлагался в мелководной, сравнительно узкой шельфовой зоне бассейна на ранней стадии его формирования. Интенсивная сейсмическая деятельность при возникновении геосинклинального трога вызвала многочисленные оползневые явления; массы обломочного нелигитифицированного материала соскальзывали в глубоководные части бассейна, перемешиваясь с глинистыми осадками более глубоководных зон.

Как следует из приведенного фактического материала, среди пород мезозойского разреза Сахалина отсутствуют собственно граувакковые обломочные породы. В состав песчаников повсеместно входит аркозовый материал, знаменуя значительную роль сиалической коры в формировании бассейновой кластики.

Сравнивая наши данные с опубликованными материалами по составу и строению юрско-меловых отложений Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969), следует заключить, что спилито-карбонатно-кремнистый комплекс по составу входящих в него пород наиболее близок к францисканской формации береговых хребтов Западной Калифорнии, однако на Саха-

Строение юрских — меловых отложений Западной Калифорнии и мезозойских (доверхнемеловых) отложений Сахалина

134

Литологические признаки и условия образования пород	Западная Калифорния *		о. Сахалин	
	Францисканский комплекс	Разрез Большой Долины	Спилиито-карбонатно-кремнистый комплекс	Терригенный комплекс
Литология Песчаники	Граувакки, состоящие в основном из обломков полевых шпатов и вулканических пород. Преобладает хлоритовый цемент. Калиевый полевой шпат отсутствует, за исключением одного горизонта в Прибрежном районе	Граувакки как полевошпатовые, так и вулканогенно-осадочные преобладают только в нижних 2/3 разреза; аркозовые песчаники — в верхней трети. Хлоритовый, глинистый и местами известковый цемент. Количество калиевого полевого шпата (КПШ) увеличивается от незначительного в юрских породах до 10% и более в поздне-меловых	В незначительном количестве встречаются граувакки и литокластические туфы. Состоят из обломков основных плагиоклазов и эффузивных пород. КПШ отсутствует, цемент преимущественно хлоритовый	Кварц-полевошпатовые песчаники с примесью мономиктовых обломков: кремнистых, вулканических, известняковых, глинистых. Мономиктовые песчаники распространены локально. Постоянно присутствуют калиевый полевой шпат и обломки аргиллитов. Цемент глинисто-слоистый, кремнисто-глинистый
Сланцы	В основном тонкозернистые граувакки. Очень редко встречаются преимущественно глинистые разности	Преобладают местами слагают свыше половины разреза. Сланцы и алевролиты состоят преимущественно из минералов глин	В основном тонкозернистые граувакки и кремнистые сланцы с радиоляриями. Глинистые разности — редко	Преимущественно глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Аргиллиты в ряде мест слагают большую часть разреза
Конгломераты	Редки, слагают небольшие линзы	Обычно присутствуют и иногда образуют мощные линзы	Отсутствуют. Широко развиты вулканические брекчии	Встречаются довольно редко. Мощные выходы образуют межформационные мелкогалечные аргиллиты. Локально—мономиктовые брекчии
Вулканические и кремнистые породы	Встречаются в большинстве разрезов	Отсутствуют, за исключением низов толщ	Вулканические встречаются повсеместно, кремнистые представлены яшмами и радиоляриями	Вулканические встречаются маломощными линзами, кремнистые распространены широко, но являются окварцованными терригенными породами
Известняки	Ассоциируют с вулканическими породами	Конкреции и тонкие линзы карбонатов чередуются со сланцами. Нет известняков в пачках эффузивов	Ассоциируют с вулканическими породами	Отсутствуют. Изредка в линзах встречаются карбонатизированные осадочные породы
Серпентиниты	Повсеместно интрузии. Осадочные серпентиниты неизвестны	Многочисленны в основании разреза. Осадочные серпентиниты встречаются в юрских и нижне-меловых породах	Часты небольшие выходы интрузивов. Осадочные отсутствуют	Интрузивные встречаются редко, об осадочных серпентинитах имеются отрывочные данные

Осадочные структуры				
Слоистость	Сильно варьирует, мощность слоев измеряется от долей сантиметра до нескольких метров	Преобладает тонкая слоистость, обычно ритмичное чередование песчаников и сланцев, среди которых присутствуют линзы массивных песчаников. Слои прослеживаются на небольшое расстояние. Местами встречаются дайки песчаников	Сильно варьирует, мощности слоев не превышают нескольких метров. Часто линзовидное залегание осадочно-пирокластических и хемогенных пород	Для всей толщи характерна линзовидная слоистость, пережатые и вытянутые линзы массивных песчаников в сланцах, в верхах разреза встречена тонкая горизонтальная и косая слоистость
Следы течений	В большинстве районов неизвестны, установлены лишь в отдельных обнажениях	Следы потоков и трещин, заполненные песком, известны в верхах разреза. Отпечатки волновой ряби встречаются редко	Не обн.	Трещины, заполненные песком, затеки глинистого материала в песчаный
Оползневые структуры	Неизвестны	Часты следы подводных оползней, нарушающих первичную слоистость	В виде оползней залегают пакки терригенного комплекса	Распространены очень широко. Встречаются небольшие оползны и олистостромовые горизонты
Следы турбидитовых течений	Ритмичная слоистость известна лишь локально. Структуры подошвы слоя редки	В долине Сакраменто ритмичная слоистость и иероглифы встречены повсеместно	Не обн.	Встречаются породы с градиционной слоистостью. Структуры подошвы слоя не обнаружены
Условия осадко-накопления	Морские, по-видимому, глубоководные и преимущественно батинальные осадки переносились турбидитовыми и флюксотурбидитовыми течениями. Некоторые линзы известняков отлагались в мелководье, вероятно, на вершинах подводных гор	Морские, мелководные в восточной части долины Сакраменто-Сан-Хуан, сменяющиеся глубоководными в западной части, особенно в верхах разреза, не содержащих раковин <i>Buchia</i> . Перенос материала на востоке — донными потоками, а на западе — частично турбидитовыми течениями	Образование в глубоководных условиях океанического дна, при постоянных трещинных излияниях базальтов. Обломочный материал накапливался только за счет местных источников сноса	Образование в условиях мелководного шельфа и затем сползание нелитифицированного осадка по склону. Источником обломочного материала служили консолидированные области и локальные разрушения построек у подножья склона

* Таблица строения францисканского комплекса и разреза Большой Долины заимствована из работы Э. Г. Бейли, М. К. Блейка (1969), данные о мощностях, метаморфических породах, фауне и деформациях не приведены.

лине мы не встречаем мощных накоплений полевошпатовых граувакк (таблица). Терригенный комплекс мезозойского (допозднемелового) возраста Сахалина ближе всего соответствует комплексу Большой Долины, что особенно подчеркивается постоянным присутствием и в тех и в других разрезах обломков калиевого полевого шпата.

Таким образом, в мезозойском геосинклинальном бассейне Сахалина на ранней стадии его развития происходило тектоническое сближение формаций двух различных структурно-фациальных зон.

ЛИТЕРАТУРА

Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3—4.

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Об условиях образования мезозойских отложений Сахалина.— Докл. АН СССР, т. 225, 1975, № 6.

Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Щелочные базальтоиды в юрских — нижнемеловых отложениях Сахалина.— Докл. АН СССР, т. 223, 1975, № 1.

Геология СССР. Геологическое описание, т. XXXIII. М., «Недра», 1970.

ГИН АН СССР, Москва
СахКНИИ,
Южно-Сахалинск

Дата поступления
21.VI.1976

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.541(471.62)

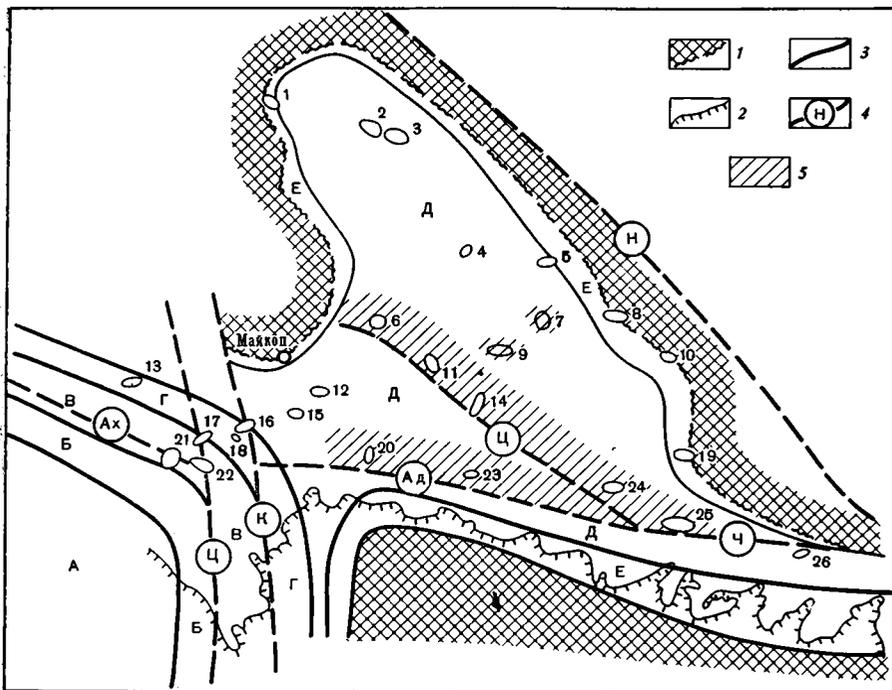
**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОКСФОРДА В ЗАПАДНОМ ПРЕДКАВКАЗЬЕ**

Н. И. БОЙКО, В. И. СЕДЛЕЦКИЙ, В. Н. ШВЕДОВ

Отложения оксфордского яруса, представленные главным образом карбонатными породами, широко распространены на территории Западного Предкавказья. Изучению геологических особенностей карбонатных образований оксфорда в последнее время уделяется большое внимание, что объясняется прежде всего их региональной нефтегазоносностью (Арбатов, 1969; Алексин и др., 1970; Жабрева, 1972; Алексин и др., 1973). С этими отложениями, занимающими огромную территорию от Западного Памира до Азовского моря, связаны залежи нефти и газа в южных районах Средней Азии. В описываемом регионе промышленная нефтегазоносность установлена на разведочных площадях Самурская, Победа, Лабинская, а проявления углеводородов отмечены на Темиргоевской и других структурах. Определение дальнейшего направления поисково-разведочных работ на нефть и газ и их эффективность во многом определяются полнотой и достоверностью знаний о геологическом строении вмещающих карбонатных отложений, литолого-фациальных особенностях и условиях осадконакопления, определяющих состав и зональность распространения этих образований.

Проведенные нами исследования и обобщение геологического материала позволяют выделить закономерный ряд последовательно сменяющихся фациальных комплексов и определить зоны интенсивного биогермообразования, представляющие наибольший интерес с точки зрения выяснения условий формирования карбонатных пород и поисков нефти и газа.

В Западном Предкавказье карбонатные отложения оксфордского яруса прослеживаются в виде непрерывной полосы выходов на дневную поверхность от р. Кубань на востоке до р. Пшеха на западе, а еще западнее — слагают отдельные массивы (гора Медвежья). В предгорье Большого Кавказа карбонатные отложения оксфорда хорошо выражены в рельефе, образуя скалистый хребет, а к северу погружаются под толщу более молодых образований. Буровыми скважинами породы оксфордского яруса вскрыты на многих нефтеразведочных площадях в пределах Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского краевого прогиба, Адыгейско-Карачаевского массива с Адыгейским выступом и Лагонакской ступенью и геосинклинали Северо-Западного Кавказа.



Фиг. 1. Схематическая фациальная карта отложений оксфорда в Западном Предкавказье

1 — области отсутствия отложений оксфорда; 2 — выход на дневную поверхность отложений оксфорда; 3 — границы фациальных комплексов; 4 — разломы: Ах — Ахтырский, Ц — Цицинский, К — Курджипский, Ад — Адыгейский, Ч — Черкесский, Н — Невинномысский; 5 — участки интенсивного биогермообразования среди отложений фациального комплекса внутреннего шельфа; фациальные комплексы: А — относительно глубоководных отложений; Б — фронтальных отложений барьерных рифов; В — барьерных рифов; Г — тыловых образований барьерных рифов; Д — внутреннего шельфа; Е — прибрежно-мелководных отложений; локальные антиклинальные структуры: 1 — Юбилейная; 2 — Темиргоевская; 3 — Петропавловская; 4 — Кошехабльская; 5 — Ново-Алексеевская; 6 — Кужорская; 7 — Чамлыкская; 8 — Южно-Советская; 9 — Лабинская; 10 — Бесскорбненская; 11 — Ярославская; 12 — Тульская; 13 — Генеральская; 14 — Беноковская; 15 — Абадзехская; 16 — Безводненская; 17 — Ширванская; 18 — Дагестанская; 19 — Отрадненская; 20 — Новосвободная; 21 — Победа; 22 — Самурская; 23 — Баракаевская; 24 — Бесстрашненская; 25 — Урупская; 26 — Фроловская

Границами основных структурных элементов Западного Предкавказья являются в большинстве случаев крупные ступенеобразующие разломы палеозойского фундамента (Станулис, 1970), оказавшие, в частности, существенное влияние на характер осадконакопления в оксфордское время. Западно-Кубанский краевой прогиб отделен на юге от геосинклинали Северо-Западного Кавказа Ахтырским разломом (Шарданов, 1960). Адыгейско-Карачаевский краевой массив граничит с Западно-Кубанским прогибом по Лагонакской ступени, образуемой Цицинской и Курджипской зонами разломов (Хаин, Ломизе, 1961), а с Восточно-Кубанской впадиной — по Черкесскому разлому. Северо-восточной границей впадины является Невинномысский разлом, отделяющий ее от Ставропольского сводового поднятия (фиг. 1).

Карбонатные отложения оксфордского яруса характеризуются относительно пестротой вещественного состава. На основании геологического материала представляется возможным выделить следующие основные фациальные комплексы, имеющие региональное распространение.

А — фациальный комплекс относительно глубоководных отложений, выраженный карбонатным флишем. Область накопления — глубоководная зона геосинклинали моря.

Б — фациальный комплекс фронтальных отложений барьерных рифов, представленный красными известняковыми брекчиями, образовавшимися в результате гидродинамического разрушения внешней части рифовых массивов.

В — фациальный комплекс отложений барьерных рифов, характеризующийся интенсивным биогермным карбонатообразованием, происходившим в пределах внешнего края шельфа.

Г — фациальный комплекс тыловых образований барьерных рифов, представленный биогермными, пелитоморфными и доломитизированными известняками. Область отложения — внешняя часть шельфа, непосредственно за барьерными рифами.

Д — фациальный комплекс отложений внутреннего шельфа, выраженный органогенными, органогенно-детритовыми, пелитоморфными и алевритисто-глинистыми известняками, которые образовались в условиях мелководного шельфа.

Е — фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений, представленный органогенными, органогенно-детритовыми, пелитоморфными, алевритисто-глинистыми и оолитовыми известняками. Эти породы образовались в прибрежных районах внутренней части шельфа.

Каждый из выделенных фациальных типов отложений характеризуется определенным составом пород, тектонической приуроченностью и условиями распространения (фиг. 1). Фациальный комплекс относительно глубоководных отложений распространен в пределах геосинклинали Северо-Западного Кавказа.

Восточнее р. Пшеха наблюдается постепенный переход от глубоководных образований к рифовым массивам Лагонакской ступени. В зоне перехода распространены отложения фронтальной фации барьерных рифов. В толще флишевых отложений резко увеличивается количество известняковых брекчий, которые затем преобладают в разрезах близ Лагонакской ступени, где брекчиями сложены отвесные обрывы урочища Черногорье. Размеры обломков известняков увеличиваются по мере приближения к зоне рифовых массивов. Отложения переходного фациального комплекса вскрыты на разведочной площади Победа. Здесь наблюдается чередование брекчиевидных органогенно-обломочных известняков с тонкими прослоями известковистых глин. Мощность образований колеблется от 320 до 750 м.

Отложения фациального комплекса барьерных рифов, окаймляющих с севера геосинклинали бассейн, протягиваются узкой полосой от горы Медвежьей до бассейна р. Курджипс. Основная часть их погребена под более молодыми осадками. Выходы на дневную поверхность рифовых известняков наблюдаются лишь на западной и восточной оконечностях этой полосы. На западе они слагают гору Медвежью и представлены органогенными, органогенно-детритовыми, органогенно-обломочными грубослоистыми известняками. К востоку от горы Медвежьей вплоть до Лагонакской ступени оксфордские образования не обнажаются и установлены по наличию огромных отторженцев рифовых массивов в нижнемеловых (вплоть до альбских) породах. Отложения этого возраста содержат также валуны, гальку и зерна известняков. В восточной части гряды рифогенные отложения, вскрытые скважинами на разведочных площадях Победа и Самурская, представлены органогенными, органогенно-обломочными и пелитоморфными известняками. Полоса распространения описанных барьерных рифов совпадает с направлением Ахтырской шовой зоны, отделяющей складчатую область Северо-Западного Кавказа от эпигерцинской платформы.

К востоку от Самурской площади, в пределах Лагонакской ступени, породы оксфорда образуют две параллельные гряды рифовых массивов, вытянутые в субмеридиональном направлении от горы Фишт до хр. Нагой-Чук. Далее восточная гряда прослеживается вдоль Лагонакского

хребта на север, а западная — через гору Мессо до урочища Черногорье. На Лагонакской ступени фациальный комплекс барьерных рифов представлен известняками белыми, массивными, главным образом коралловыми, в значительной степени перекристаллизованными с желваками сине-зеленых и багряных водорослей. Иногда наблюдаются известняки органогенно-детритовые, состоящие из обломков кораллов, пеллеципод, брахиопод и иглокожих. Мелкодетритовые известняки с незначительной примесью глинистого материала заполняют промежутки между колониями кораллов.

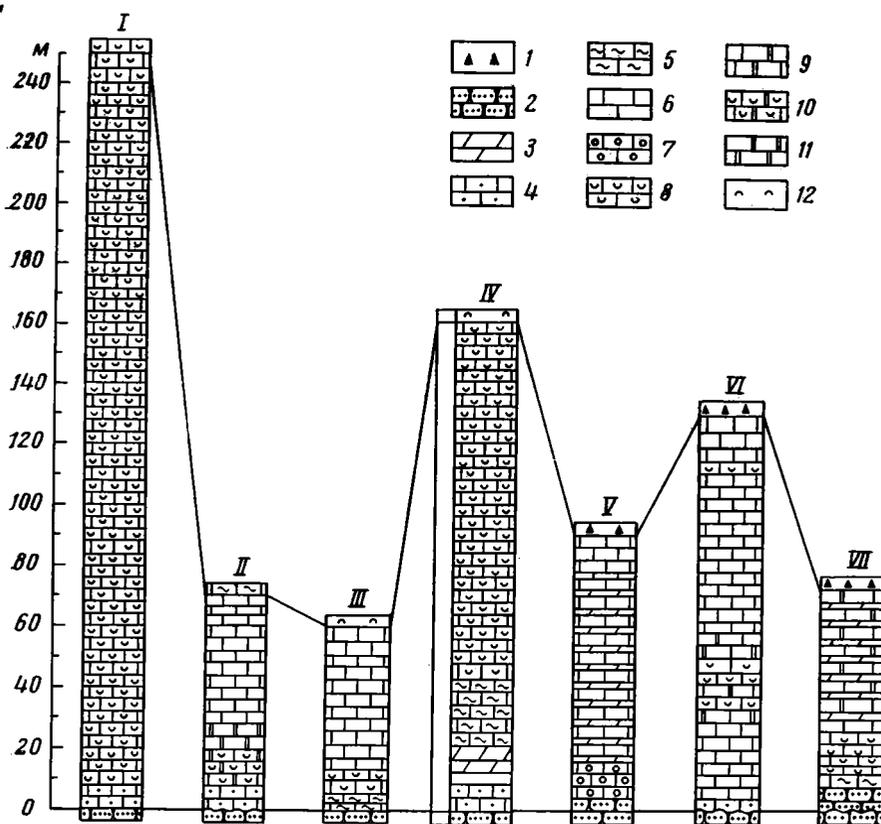
В среднем течении р. Цица описанные гряды ограничивают глубокую, со своеобразными условиями осадконакопления, впадину шириной около 4 км, замыкающуюся в районе северного склона хр. Нагой-Чук. При разрушении рифовых массивов во впадине образовались направленные к ее центральной части шлейфы красных брекчий, представленных обломками органогенно-детритовых известняков. В этих отложениях встречены остатки кораллов, мшанок, двустворок, брахиопод и гастропод. Иногда наблюдаются неправильной формы конкреции серого и черного кремня размером до 10 см.

Образование параллельных гряд рифовых массивов может быть объяснено, по нашему мнению, существованием на внешнем крае шельфа опущенной узкой тектонической ступени, ограниченной Цицинской и Курджипской зонами разломов. Поверхность ступени была наклонена в сторону эпиконтинентального бассейна. Интенсивное биогермообразование происходило вдоль западного склона шельфа (Курджипская зона) и на приподнятом крае ступени (вдоль Цицинской зоны).

Фациальный комплекс тыловых отложений барьерных рифов прослеживается в междуречье Белая — Курджипс (хребты Каменное море, Азиш-Тау) и погружается в северном направлении под более молодые образования. Породы этого комплекса, вскрытые буровыми скважинами на Ширванской, Безводненской, Дагестанской и Самурской разведочных площадях, представлены органогенными, органогенно-обломочными и органогенно-детритовыми известняками. Остатки мшанок, криноидей, кораллов, брахиопод и обломки пелитоморфного известняка сцементированы мелкозернистым кальцитом. Региональное распространение среди образований данного типа получили карстовые процессы и сопровождающие их явления доломитизации. Так, в бассейне р. Курджипс основная масса известняков замещена мелко-среднезернистыми доломитами. Мощность отложений данного типа колеблется в пределах 60—110 м.

Фациальный комплекс отложений внутреннего шельфа развит в южной части Восточно-Кубанской впадины и северной части примыкающего к ней Адыгейско-Карачаевского массива. Здесь в мелководном бассейне при незначительном поступлении терригенного материала образовались крупные биогермные постройки, замещающиеся по простиранию слоистыми органогенно-детритовыми, пелитоморфными и алевролитопесчанистыми известняками.

На основании анализа мощностей и вещественного состава оксфордских карбонатных отложений внутреннего шельфа нами выделены две зоны интенсивного биогермообразования, приуроченные, как и в вышеописанном случае, к приподнятым краевым частям тектонических блоков и вытянутые вдоль ограничивающих их крупных разрывных дислокаций. Первая зона прослеживается от разведочной площади Новосвободная к Баракаевской и Урупской площадям вдоль разлома, ограничивающего с юга Адыгейский выступ. Биогермные образования представлены здесь кораллово-водорослевыми известняками. Вторая зона ископаемых органогенных построек протягивается через Кужорскую, Ярославскую, Беноковскую, Бесстрашненскую структуры и в районе Урупской площади соединяется с первой из выделенных зон. Эта полоса развития биогермных массивов обнаруживает отчетливую приуроченность к разлому,



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов отложений оксфорда в Западном Предкавказье

1 — брекчия карстовая; 2 — песчаник; 3 — мергель; известняки: 4 — алевритисто-песчанистые, 5 — глинистые, 6 — пелитоморфные и мелкозернистые, 7 — оолитовые и псевдооолитовые, 8 — органогенные и органогенно-обломочные, 9 — доломитизированные, 10 — органогенные доломитизированные; 11 — доломит; 12 — гипс; разрез I — гора Фишт; II — р. Белая; III — р. М. Лаба; IV — гора Ахмет-скала; V — р. Б. Лаба; VI — р. Уруп; VII — р. Кубань

ограничивающему Адыгейский выступ с севера. Породы, слагающие биогермы, представлены серыми мучнистыми органогенными и органогенно-обломочными известняками. Приподнятые блоки с биогермными постройками характеризуются также незначительными мощностями или полным отсутствием более молодых галогенных образований титонского яруса, широко распространенных на территории Восточно-Кубанской впадины. Биогермно-органогенные породы образуют, кроме того, массивы в сводовых частях крупных локальных антиклинальных складок, конседиментационно развивавшихся с дооксфордского времени на всей территории шельфа. К таким локальным структурам относятся Лабинская, Чамлыкская и др.

На севере бассейна седиментации (Темиргоевская площадь) отложения оксфорда обогащены терригенным материалом, что обусловлено значительным расчленением рельефа прилегающей суши.

Фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений развит по периферии оксфордского бассейна седиментации. На южном его обрамлении, в пределах Адыгейско-Карачаевского массива, породы оксфорда выходят на дневную поверхность и прослеживаются в естественных обнажениях от р. Кубань до р. Белой (фиг. 2). Широко распространены

здесь органогенные, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, пелитоморфные, средне-мелкозернистые, глинистые и алевролитисто-песчанистые известняки. В этой же зоне отмечено большое количество рифовых и биогермных построек (хр. Ахмет-гора, балки Костенчиха, Ярычская, р. Малый Зеленчук, гора Шаханы и т. д.). Рифовые массивы, расположенные четкообразно в гребневой полосе Скалистого хребта, отпрепарированы денудацией и выделяются скалистыми выступами куполовидно-овальной (горы Шаханы, Круглая) и удлиненной (хребты: Ахмет-гора и Герпегем) форм. Основная часть разреза рифовых массивов сложена органогенными известняками. Так, на хр. Ахмет-гора выше песчано-глинистых отложений келловейского возраста обнажаются следующие породы.

- | | |
|--|---------|
| 1. Известняк бурый, плитчатый, алевролитисто-песчанистый, ожелезненный, глауконитизированный | 8,9 м |
| 2. Задернованный склон | 5 м |
| 3. Мергель светло-серый, плитчатый | 9 м |
| 4. Известняк темно-серый, слабо глинистый | 22 м |
| 5. Известняк розоватый, массивный, очень крепкий, органогенный, местами органогенно-обломочный | 115,1 м |

Помимо рифовых массивов в известняковой толще встречаются и отдельные биогермные постройки. Ниже приводится описание разреза оксфордских образований, вмещающих биофермы, в среднем течении р. Уруп (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Известняк серый, алевролитисто-песчанистый | 4 м |
| 2. Известняк серовато-белый, крепкий, массивный, с раковистым изломом, криптокристаллический | 25 м |
| 3. Известняк светло-серый, крепкий, массивный, пелитоморфный, доломитизированный | 5 м |
| 4. Известняк светло-серый с желтоватым оттенком, массивный, пористый, органогенный | 5 м |
| 5. Известняк серый, доломитизированный | 4,2 м |
| 6. Известняк серый, массивный, крепкий, органогенный, в средней части расположен прослой (1 м) известняка псевдоолитового с редкими обломками спикул губок и фораминифер | 7,8 м |
| 7. Известняк серый, массивный, мелкозернистый, сильно доломитизированный | 8,9 м |
| 8. Известняк серый, крепкий, плотный, в обнажении имеет брекчиевидный облик, криптокристаллический | 51,9 м |
| 9. Известняк светло-серый, крепкий, массивный, органогенно-обломочный, местами псевдоолитовый | 4 м |
| 10. Известняк светло-серый, крепкий, острооскольчатый, криптокристаллический | 13 м |

Закономерности распространения и изменения мощностей фациального комплекса прибрежно-мелководных отложений свидетельствуют о том, что наиболее интенсивно биогенное карбонатообразование происходило на склонах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, который характеризовался в оксфорде значительной пенепленизацией. Увеличение количества терригенного материала, наблюдаемое в восточном направлении, связано с приближением к размывавшейся суше Ставропольского свода и Минераловодского выступа.

Севернее полосы выходов на поверхность прибрежно-мелководные образования установлены бурением на Отрадненской, Бесскорбненской, Южно-Советской, Ново-Алексеевской и Юбилейной разведочных площадях и представлены органогенными, органогенно-обломочными, органогенно-детритовыми, пелитоморфными известняками с прослоями алевролитов и глин. Мощность отложений достигает 200 м. Фрагментарно распространенные здесь небольшие биогермные постройки образовались в условиях значительного приноса терригенного материала.

Карбонатные отложения оксфорда накапливались в неглубоком морском бассейне с физико-географическими условиями, благоприятными для процессов биогермообразования. Наиболее интенсивно образование органогенных построек происходило на приподнятых участках дна морского бассейна как в его центральной, так и периферийных частях. Участки с положительным рельефом морского дна чаще всего контролировались тектоническими факторами и были связаны с конседиментационным развитием шовных зон, ограничивающих блоки субстрата, или же с локальными антиклинальными структурами. Указанными причинами главным образом обусловлены особенности распространения биогермных массивов, протягивающихся вдоль ступенеобразующих разломов и локализованных в сводах современных антиклиналей.

Выделенные фациально-литологические комплексы закономерно сменяют друг друга по площади морского бассейна, отражая палеогеографические особенности данного региона. Количество терригенного материала в общих чертах закономерно уменьшается от периферийных частей бассейна к центральной. Вместе с тем основное количество терригенного материала накапливалось в северной и восточной частях бассейна, что связано с повышенной тектонической активностью, проявившейся в пределах Ставропольского свода и Минераловодского выступа. В южной части бассейна распространены чистые карбонатные разности пород и часто встречаются биогермные постройки, что объясняется незначительным выносом обломочного материала с пенепленизированной суши Адыгейско-Карачаевского массива.

Органогенные известняки оксфорда характеризуются высокой эффективной пористостью, достигающей 12%, и поэтому представляют большой практический интерес как возможные коллекторы нефти, газа, пресных и минерализованных вод. В центральной части бассейна известняки оксфорда перекрыты мощной толщей галогенных образований кимеридж-титона, а по периферии бассейна, в зонах регионального выклинивания карбонатной формации,— трансгрессивно налегающими алевролитоглинистыми породами нижнего мела. На остальной части Западного Предкавказья над известняками оксфорда залегают алевролиты, песчанистые глины или известняки кимеридж-титонского возраста. Высокие емкостные свойства в сочетании с экранирующими крышками позволяют предполагать наличие в биогермных известняках крупных ловушек для аккумуляции нефти и газа.

Биогермные известняки оксфорда, принадлежащие к различным фациальным комплексам, отличаются чистотой и являются высококачественным сырьем для сахарной, химической, металлургической, стекольной и других отраслей промышленности. Менее чистые разности органогенных пород могут найти широкое применение в строительной индустрии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин А. Г., Юдин Г. Т., Корнеев В. И., Дьяконов А. И. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа Предкавказья. М., «Наука», 1970.
- Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т., Дьяконов А. И., Аладатов Г. М., Буряк В. Н., Горлов С. И., Коротков Б. С., Любофеев В. Н., Никифоров Б. М., Пекло В. П., Шиманский А. А. Геологические формации Западного Предкавказья. М., «Наука», 1973.
- Арбатов А. А. Оксфордский, кимериджский и титонский ярусы.— В кн.: Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. 71. М., «Недра», 1969.
- Жабрева П. С. О закономерностях формирования и распределения пород-коллекторов нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Предкавказья.— В кн.: Вопросы нефтегазоносности мезозоя Предкавказья. М., 1972.
- Станулис В. А. К проблеме поисков новых типов крупных газонефтяных скоплений в мезозойских отложениях Северного Кавказа.— В кн.: Некоторые проблемы нефтяной геологии Северного Кавказа. Тр. ВНИГНИ, вып. 100. М., 1970.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1961.

Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— Тр. КФ ВНИИнефть, вып. 3. М., Гостоптехиздат, 1960.

Ростовский госуниверситет

Дата поступления
11.VI.1976

УДК 553.64 (574.41)

О НАХОДКАХ ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЙ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧИНГИЗ- ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

Н. В. ПОЛЯНСКИЙ

Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий является составной частью каледонид Центрального Казахстана. С северо-востока и юго-запада мегантиклинорий по глубинным разломам граничит с Зайсанской и Джунгаро-Балхашской герцинскими складчатыми системами. Сформировался он на месте каледонской эвгеосинклинали, заложившейся на допалеозойском основании в начале нижнего кембрия (возможно, в венде) и замкнувшейся в верхнем силуре — нижнем — среднем девоне.

При изучении отложений северо-восточной части этой структуры в 1973—1974 гг. нами в кремнистых отложениях нижнепалеозойского возраста впервые были выявлены фосфориты и фосфатизированные породы. Фосфатонесная кремнистая толща в рассматриваемом районе обнаружена в ядре Аркалыкского антиклинория. На северо-западе ее отложения образуют две параллельные полосы, одна из которых (юго-западная) слагает гряду гор Доненжал и Иттумсык, другие — ряд безымянных возвышенностей, расположенных к северо-западу и юго-востоку от станции Ушбиик (фигура). На юго-востоке эти отложения обнажены в горах Айгыржал. Общая прослеженная протяженность полосы развития кремнистых пород достигает 100 км.

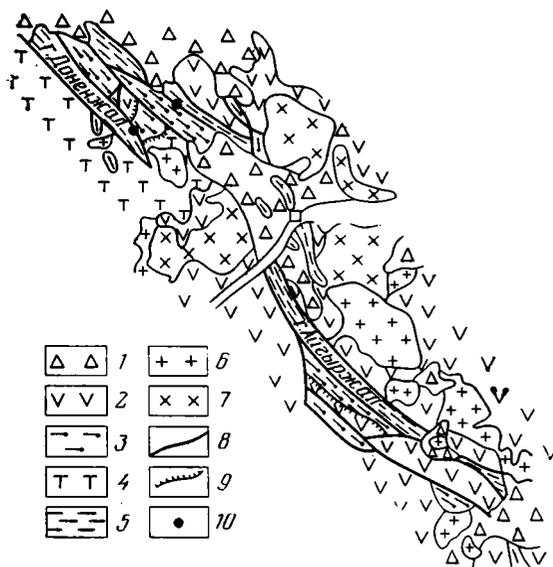
Вопрос о стратиграфическом положении и возрасте толщи до сих пор остается дискуссионным. Первоначально М. Б. Мычником эти отложения в горах Айгыржал были отнесены к телескольской свите нижнего кембрия, а в горах Доненжал и Иттумсык — к ангресорской свите среднего ордовика. Ю. А. Столяровым на основании определения фауны из блоков известковистых песчаников среди кремнистых пород эти отложения были включены в состав сасыксорской свиты среднего кембрия. Р. А. Борукаевым¹ рассматриваемая толща на основании сопоставления со сходными по составу породами других районов Казахстана датирована как нижний кембрий. Позднее В. П. Кадачем в одном из блоков кремнистых пород юго-западнее от гор Доненжал были собраны граптолиты *Trigonograptus sp.*, *Expansograptus sp.* (определения Д. Цая), в связи с чем кремнистые отложения района гор Доненжал, Ушбиик и северо-западной части гор Айгыржал были отнесены к найманской свите, датируемой верхней частью нижнего и нижней частью среднего ордовика. Данные В. П. Кадача представляются весьма инте-

¹ Борукаев Р. А. Геология Чингизской геантиклинальной зоны. Алма-Ата, 1962.

ресными, но некоторые факты не согласуются с отнесением этой толщи к найманской свите. По составу рассматриваемая толща резко отличается от пород указанной свиты в других районах Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. Кроме того, кремнистые отложения рассматриваемого района метаморфизованы и дислоцированы значительно интенсив-

Схема геологического строения района фосфатопоявлений

1 — современные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего ордовика — нижнего силура; 3 — терригенные отложения среднего ордовика; 4 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего кембрия; 5 — площадь распространения пород фосфатонесущей кремнистой толщи; 6 — герцинские гранитоиды; 7 — позднекаледонские гранитоиды; 8 — разрывные нарушения; 9 — стратиграфически несогласные контакты; 10 — фосфатопоявления



нее, чем контактирующие с ними по разломам вулканогенно-осадочные отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика. Это не позволяет считать решенным вопрос о возрасте толщи и отказываться от ее датировки, предложенной Р. А. Борукаевым.

Сложена толща кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами и алевролитами, участками преобразованными в микрокварциты. Отмечаются также прослои и линзы яшмовидных пород. Почти во всех разностях пород устанавливается присутствие замещенных кварцем скелетов радиолярий. В разрезах гор Ушбиник и Айгыржал преобладают кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты, светло-серого цвета с кремовым или зеленоватым оттенками. В горах Доненжал, Иттумсык и к северо-востоку от них в отличие от этого преимущественно развиты темно-серые и черные углисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые разности. Кроме того, в горах среди кремнистых и углисто-кремнистых алевролитов встречены прослои интенсивно лимонитизированных, а участками гематитизированных пород, представляющих, по-видимому, на глубине сульфидизированные разности пород. Отмеченные различия в составе пород на различных участках их развития связаны, вероятно, с выходом на поверхность различных стратиграфических уровней разреза рассматриваемых отложений.

Последовательность накопления толщи и ее мощность не установлены из-за фрагментарности выходов и сложности внутреннего строения. На отдельных участках мощность разреза кремнистых отложений превышает 600 м.

Опробованием выявлена обогащенность пород ванадием, молибденом и барием. Содержание ванадия в отдельных пробах достигает 0,2%, молибдена — 0,05%. В лимонитизированных разновидностях пород, кроме того, отмечаются повышенные содержания меди, цинка (до первых десятых долей процента), мышьяка, сурьмы, серебра и золота.

Проявление фосфатов было обнаружено в полосе выходов пород кремнистой толщи северо-восточнее гор Доненжал, где прослеживается

выход брекчиевидных пород ($4 \times 1,2$ м), обнажающихся в ложбине, заполненной рыхлыми современными отложениями. Эти образования состоят из обломков кремнистых и углисто-кремнистых фосфатизированных алевролитов, сцементированных фосфато-кремнистым материалом. Опробованием установлено содержание в них P_2O_5 до 12,78%. В 100 м по простиранию в юго-восточном направлении, где обнаженность значительно лучше, брекчиевидные фосфориты в разрезе не встречены. Опробованием кремнистых алевролитов, находящихся на близком стратиграфическом уровне в этом разрезе, выявлено, что содержание в них P_2O_5 достигает 5,8%. Разрез фосфатоносной толщи на описываемом участке представлен (снизу вверх):

1. Светло-серые с кремовым оттенком кремнисто-глинистые алевролиты, слабо фосфатизированные (P_2O_5 до 2,80%) — 30 м.

2. Задерновано, в свалах обломки темно-серых углисто-кремнистых и светло-серых глинисто-кремнистых алевролитов — 35 м.

3. Брекчиевидные фосфориты — 1,2 м.

4. Задерновано — 30 м.

5. Темно-серые кремнисто-углистые алевролиты и алевропелиты — 140 м.

6. Светло-серые кремнистые алевролиты и алевропелиты — 90 м.

7. Темно-серые углисто-кремнистые алевролиты — 95 м.

8. Светло-серые кремнистые и кремнисто-глинистые алевролиты — 22 м.

Далее по разрезу породы перекрыты чехлом рыхлых отложений. Мощность фосфоритоносной толщи на этом участке составляет 450—500 м.

Фосфориты в шлифе сложены концентрическими стяжениями и неправильной формы скоплениями скрытокристаллического или тонкозернистого фосфата кальция.

Помимо описанного фосфатопроявления фосфатная минерализация также выявлена в юго-западной полосе развития толщи кремнистых пород — в горах Доненжал, где среди темно-серых и черных углисто-кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых алевролитов залегают прослои фосфатизированных кремнисто-глинистых алевролитов с содержанием P_2O_5 до 5,45%.

В настоящее время перспективы фосфатоносности описываемого района не могут быть оценены, так как не выявлены размеры залежей фосфоритов и их локализация. Но установление фосфатной минерализации в нижнепалеозойской геосинклинальной формации, обладающей сходством с фосфоритоносными формациями известных месторождений пластовых фосфоритов геосинклинального типа, заслуживает пристального внимания. Находки фосфатопроявлений в нижнепалеозойских отложениях рассматриваемого района свидетельствуют о возможности проявления в структурах эвгеосинклинального типа условий, близких к условиям накопления фосфоритоносных кремнистых толщ в складчатых областях с миогеосинклинальным режимом развития.

Алтайский отдел института
геологических наук,
Усть-Каменогорск

Дата поступления
31.III.1976

МЕТОДИКА

УДК 552.1 : 553.61

РАЗМЕРЫ ЧАСТИЦ ГЛИНИСТЫХ СУСПЕНЗИЙ И ИХ ИЗМЕНЕНИЕ ПОД ДЕЙСТВИЕМ УЛЬТРАЗВУКА

А. А. РАССКАЗОВ, О. О. РОГОВИНА, В. В. РЫБИНА

Расширение технических возможностей изучения тонкодисперсных образований привело в последнее время к увеличению количества исследований по этой проблеме. Использование современной аппаратуры дает возможность более подробно изучить малодоступные ранее области размеров частиц глинистых образований. Применение кондуктометрического метода (Coulter, 1953; Рабинович, 1972) позволило нам исследовать изменение размеров частиц глинистого вещества, начиная с 0,9 мкм, приготовленного в виде водной суспензии.

Известно, что стабильность поведения частиц водных суспензий глин зависит от степени воздействия на них ультразвука. Поэтому в нашу задачу, кроме того, входило выяснение областей размеров, устойчивых к воздействию ультразвука, а также выбор оптимальных условий озвучивания с целью приготовления наиболее стабильных суспензий, что играет важную роль при анализе глинистых образований.

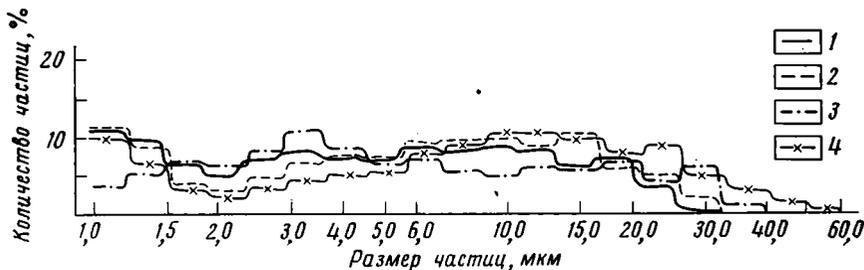
В качестве объектов исследования были взяты образцы природных глин, по-разному взаимодействующие с водной средой. Это, с одной стороны, каолинистая глина Дружковского месторождения УССР (Горбунов, 1963) и существенно гидрослюдистая глина из отложений Старобинского месторождения БССР (Ляхович, 1969; Зайцева, 1971), с другой — сильно разбухающая монтмориллонитовая глина Асканского месторождения ГССР и монтмориллонитовая глина со значительной примесью органики месторождения Гумбрин ГССР (Горбунов, 1963).

Для анализа размеров частиц была применена промышленная модель ТА прибора «счетчик Коултера» фирмы «Коултроникс Франс С. А.», обладающего высокой точностью и хорошей воспроизводимостью результатов (до 2%). Прибор дает возможность получить дифференциальные и интегральные кривые распределения частиц по размерам (в определенном диапазоне размеров, зависящем от диаметра калиброванного размера трубки) по 16 каналам, относящимся между собой как 1 : 1,26 (проспект фирмы, 1975 г.). Заданное время счета составляло 30 сек. Количество подсчитанных за это время частиц превышало 350 000. Использовались трубки с калиброванным отверстием 100 и 140 мкм, позволяющие охватить диапазон размеров частиц от 0,9 до 70 мкм. Концентрация

исследуемых частиц составляла 20—25 ед. по шкале прибора. Результаты анализа записывались в виде интегральной и дифференциальной кривых распределения частиц по размерам на самописце, а также в цифровом виде по всем 16 каналам прибора.

Ультразвуковая обработка суспензий производилась на установке «Ultrasous-appemasse S. A.» (тип 75T.801 мощность 80 вт, частота 80 кГц).

Подготовка глин к анализу на приборе «счетчик Коултера» состояла в следующем: 3 г глины разминались с водой в ступке пестиком с рези-



Фиг. 1. Дифференциальные кривые распределения частиц по размерам
1 — гидрослюдистая глина Старобинского месторождения; 2 — дружковская глина; 3 — асканская глина; 4 — гумбрин

новым наконечником в течение 10 мин. с последующим добавлением воды до 100 см³. Водную суспензию глин делили на три части, первую из которых анализировали сразу же после приготовления суспензии и после ультразвуковой обработки в течение 20 сек., 1 мин., 5 мин. и 10 мин. Вторую часть подвергали тем же испытаниям через сутки, а третью часть — через 6 суток.

На фиг. 1 представлены полученные на «счетчике Коултера» дифференциальные кривые распределения частиц по размерам. Максимальные размеры частиц исследуемых глин различны, но не превышают 60 мкм.

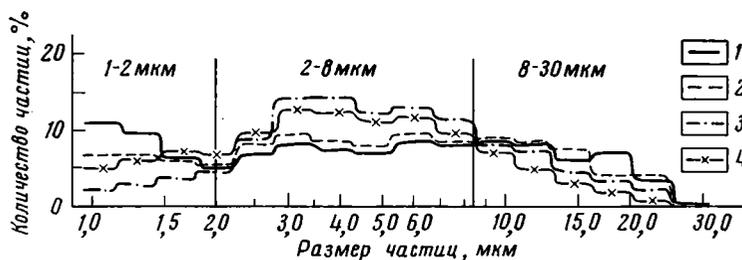
Последующее изучение влияния ультразвуковой обработки на дисперсность глин позволило выявить следующие закономерности: в исследованном диапазоне размеров размеров частиц все глины могут быть разделены на несколько фракций, по-разному реагирующих на длительность ультразвуковой обработки.

Гидрослюдистая глина, например, может быть разделена на следующие фракции: 1—2 мкм, 2—8 мкм и 8—30 мкм (фиг. 2). Фракция 1—2 мкм характеризуется тем, что увеличение времени озвучивания до 5 мин. приводит к уменьшению количества частиц, а дальнейшая ультразвуковая обработка вызывает увеличение количества частиц этой фракции (фиг. 3а). Повышение времени выдержки суспензии перед ультразвуковой обработкой приводит к тому, что уже через сутки выдержки суспензии минимальное количество частиц фракции наблюдается после 20 сек. озвучивания. Количество частиц фракции 2—8 мкм возрастает с увеличением времени озвучивания до 5 мин., а затем стабилизируется (фиг. 3б). При повышении времени выдержки суспензии до обработки ультразвуком стабилизация наступает после 20 сек. обработки. Количество частиц фракции 8—30 мкм независимо от времени выдержки суспензии уменьшается пропорционально увеличению времени озвучивания (фиг. 3в).

Дружковская глина также может быть разделена на 3 фракции: 1—4 мкм, 4—8 мкм и 8—30 мкм. Для фракции 1—4 мкм характерно увеличение количества частиц с возрастанием времени озвучивания независимо от продолжительности выдержки суспензии до ультразвуковой обра-

ботки. Озвучивание до 5 мин. не влияет на количество частиц фракций 4—8 мкм. Дальнейшая обработка ультразвуком вызывает уменьшение количества частиц фракции. Увеличение времени выдержки суспензии до обработки приводит к тому, что уменьшение количества частиц фракции 4—8 мкм начинается после 20 сек. озвучивания (фиг. 3г, д, е).

Асканская глина может быть разделена на 4 фракции: 1—2 мкм, 2—5 мкм, 5—20 мкм и 20—40 мкм. Во фракции 1—2 мкм количество частиц возрастает пропорционально времени озвучивания независимо от продолжительности выдержки суспензии. Количество частиц фракции 2—5 мкм повышается с увеличением времени озвучивания. Выдержка суспензии до ультразвуковой обработки приводит к тому, что нарастание



Фиг. 2. Дифференциальные кривые распределения по размерам частиц гидрослюдистой глины Старобинского месторождения, подвергнутой различной ультразвуковой обработке

1 — без озвучивания; 2 — 20 сек. озвучивания; 3 — 5 мин. озвучивания; 4 — 10 мин. озвучивания

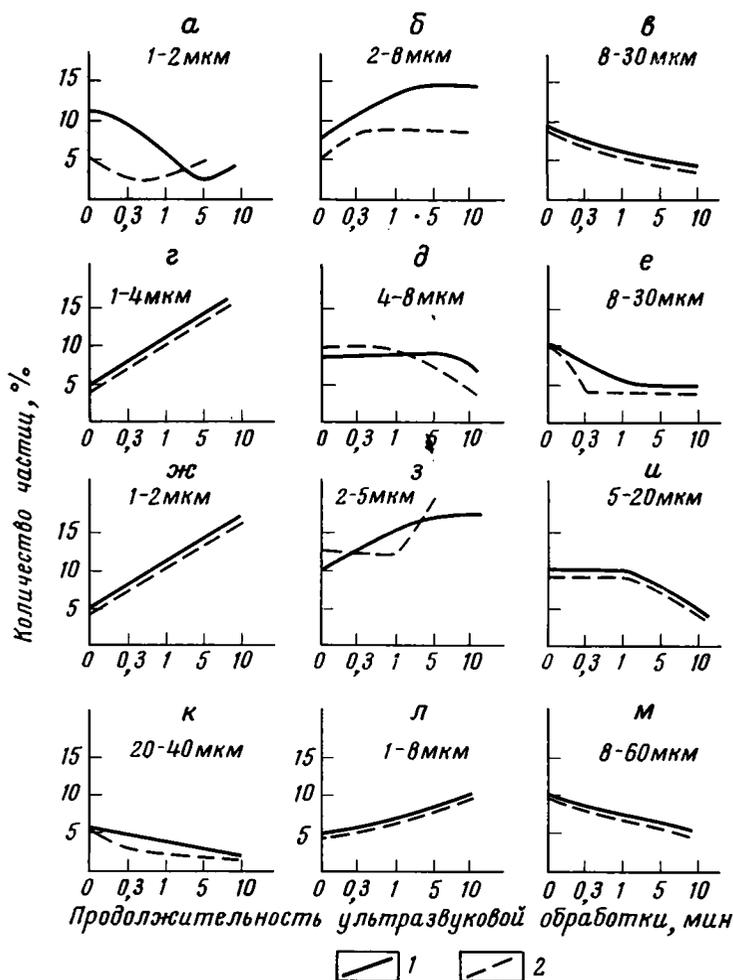
количества частиц фракции 2—5 мкм начинается после 20 сек. озвучивания для суспензии, выдержанной 1 сутки и после 1 мин. для 6-суточной суспензии, т. е. чем больше выдержка суспензии, тем меньше влияет ультразвук на количество частиц фракции. Ультразвуковая обработка до 1 мин. не отражается на количестве частиц фракции 5—20 мкм независимо от времени выдержки суспензии. Дальнейшая обработка приводит к уменьшению количества частиц фракции. Для фракции 20—40 мкм характерно уменьшение количества частиц с увеличением времени озвучивания независимо от продолжительности выдержки суспензии (фиг. 3ж, з, и, к).

Глина гумбриновая может быть подразделена на 2 фракции: 1—8 и 8—60 мкм. Выдержка суспензии до озвучивания во всем исследуемом диапазоне не влияет на поведение гумбрина. Количество частиц фракции 1—8 мкм возрастает с увеличением времени ультразвуковой обработки. Для фракции 8—60 мкм характерно уменьшение количества частиц при увеличении времени озвучивания (фиг. 3л, м).

При анализе результатов, кроме того, было замечено, что на дисперсность исходной суспензии дружковской глины и гумбрина время выдержки не влияет, а дисперсность асканской и гидрослюдистой глин изменяется в сторону уменьшения размеров.

Дополнительно исследовалось влияние продолжительности выдержки на дисперсность глинистых суспензий, подвергнутых 10-минутной ультразвуковой обработке. Суспензии исследовались сразу после озвучивания, через 1 сутки и через 6 суток. Было установлено, что на гидрослюдистую, дружковскую и асканскую глины выдержка не влияет. Для гумбрина отмечено увеличение количества частиц в диапазоне 4—10 мкм, что связано, возможно, с присутствием в этой глине органики. Планируемые в дальнейшем электронно-микроскопические исследования, видимо, помогут решить этот и другие вопросы состава и морфологии частиц глинистых суспензий.

Таким образом, использование кондуктометрического метода дало нам возможность подробно изучить дисперсность образцов глин в диапазоне 0,9—70 мкм (частицы >70 мкм в рассмотренных образцах отсутствуют).



Фиг. 3. Схематическое изображение изменения количества частиц фракций гидрослюдистой глины Старобинского месторождения (а—в), дружковской глины (г—е), асканской глины (ж—к) и гумбрина (л—м) при увеличении продолжительности ультразвуковой обработки

1 — без выдержки, 2 — через 6 суток

Установлена динамика изменения размеров частиц образцов глин, по-разному взаимодействующих с водной средой под действием ультразвука, и показано, что для получения наиболее стабильных суспензий при подготовке к исследованию гранулометрического состава с помощью описанной аппаратуры длительность ультразвуковой обработки не должна превышать 1 мин. для суспензий, озвучиваемых сразу после приготовления, и 20 сек. для суспензий, выдержанных более суток.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунов Н. И.* Высокодисперсные минералы и методы их исследования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зайцева Н. В.* Особенности вещественного состава тонкодисперсного вещества галопилитов в связи с условиями седиментации галогенной толщи Старобинского месторождения калийных солей.— В сб.: Изучение и использование глин. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Ляхович О. К.* Вещественный состав галопилитов Старобинского месторождения.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1969.
- Рабинович Ф. М.* Кондуктометрические счетчики частиц и их применение в медицине. М., «Медицина», 1972.
- Проспект фирмы «Coultronics France S. A.», промышленный отдел. Автоматический анализатор частиц, модель «ТА», М., 1975.
- Coulter W.* US'Pat. 2656508 cl 324—71 (1953).

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
21.VI.1976

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 549.67:552.57

О ЦЕОЛИТАХ В УГЛИСТЫХ ПОРОДАХ И УГЛЯХ

(по поводу статьи В. Х. Геворкьяна, М. И. Гусельниковой,
Л. М. Фроловой)

В. А. СУПРЫЧЕВ

На Побужье и в Приднестровье в прибрежно-морских углистых бескарбонатных глинах K_1 (апт) обнаружены В. Х. Геворкьяном с соавторами (1974) кристаллики и агрегатные сростки (размером 0,03—0,50 мм) гейландита с обломками обуглившейся древесины, местами образующие углисто-цеолитовые глины с содержанием гейландита до 33%. Часто встречаются комковатые агрегаты гейландита и углистого вещества с кварцем, глауконитом, опалом (в виде спикул губок); кристаллики гейландита иногда нарастают на обломки обуглившейся древесины или выполняют в ней пустоты.

В. Х. Геворкьян с соавторами полагают, что Са-цеолит — гейландит возник в осадках за счет гидротермального преобразования опала и α -кристобалита. Для возникновения цеолита помимо подходящих физико-химических условий, а также наличия Са, щелочных элементов и кремнезема необходим глинозем, что авторы совершенно упускают из вида.

Данные о формах выделения аутигенного гейландита, неравномерном и случайном его распределении по разрезу меловых отложений, парагенетических особенностях, а также обнаружение цеолита не только в углистых глинах, но и в опоках (скв. 1, с. Колосовка) — все эти факты явно противоречат гипотезе о гидротермальном генезисе гейландита. Приуроченность углистых отложений с гейландитом к зонам разломов Украинского щита, по которым якобы после меловой эпохи могли циркулировать низкотемпературные слабонапорные минеральные воды, совершенно не убедительна. Гейландит в качестве обычного аутигенного минерала, вне связи с разломными зонами и тектоническими нарушениями, широко распространен в различных литофациях верхнего и нижнего мела Украинского Причерноморья, Крыма и Молдавии.

Среди глауконитовых песков сеномана северного Приднестровья в Молдавии отмечены новообразования гейландита, который выполняет поры и полости в фосфоритовых желваках и псевдоморфно развивается по опаловым спикулам губок (Бургеля, 1962). В песчано-алевритовых сеноманских породах (глауконитовых песках, опало-глауконито-кварцевых алевритах и опало-кварцевых алевролитах) Днестровско-Прутского междуречья в Молдавии отмечены диагенетические выделения высококремнеземистого гейландита-клиноптилолита (Перес, 1970). По-

явление гейландита в сеноманских отложениях Молдавии связывается с процессами диагенеза. Кристаллизация цеолитов протекала в условиях щелочной среды из иловых растворов, обогащенных алюмокремневыми гелями — продуктами гальмиролитического разложения полевых шпатов и других терригенно-магматических компонентов.

В сеноманских трепелах Каменского месторождения Молдавии обнаружена цеолит-кристобалитовая порода, содержание клиноптилолита в которой составляет около 30% (Власов и др., 1975). Авторы объясняют генезис такой ассоциации диагенетическим преобразованием осадка в условиях сильнощелочной среды и пересыщенности иловых вод аморфным кремнеземом, допуская, что к осадку могли быть примешаны продукты вулканической деятельности, транспортированные в бассейн седиментации.

Наблюдения над формой выделения гейландита в углистых осадках апта, над условиями его нахождения и парагенетическими ассоциациями не позволяют нам согласиться с мнением В. Х. Геворкьяна и др. (1974) об участии в аутигенном синтезе цеолитов проблематичных гидротермальных растворов, избирательно воздействовавших на малоустойчивые формы SiO_2 (опал, α -кристобалит, халцедон).

Са-цеолиты и иногда анальцим широко распространены среди осадочных отложений угленосных бассейнов. Наиболее детально они изучены в Ленском (K_1), Иркутском (J), Читинском (J_2-K) и Сиднейском (T_2-P) угленосных бассейнах.

А. С. Запорожцева и др. (1961, 1963) установили в меловых отложениях Ленского бассейна приуроченность гейландита и стильбита, эпистильбита, ломонтита к определенным зонам соответственно раннего, среднего и позднего этапов катагенетического преобразования пород, что коррелируется со степенью изменения углистого вещества. Причем цеолиты встречаются в неугленосных горизонтах, залегающих между угленосными пачками. Цеолиты изучены в терригенных углистых песчаниках меловых разрезов Приверхоянья (Коссовская, Шутов, 1955), в песчаниках и гравелитах угленосных отложений Тарбагатайского месторождения угля в Читинской области (Бурьянова, Богданов, 1967), песчано-гравийных породах Иркутского бассейна (Копорулин, 1961). Анальцимолиты были найдены без связи с вулканогенным материалом в слое углистого сланца в угленосной толще батского яруса в окрестностях г. Кутаиси (Дзюценидзе, Схиртладзе, 1953).

Цеолиты отмечают в угленосных формациях, где осадочные серии содержат примесь или прослой пирокластического материала. Например, в разрезе угленосной толщи каменноугольного возраста в угленосном бассейне Нового Южного Уэльса в Австралии клиноптилолит, гейландит и анальцим генетически связаны с преобразованием гиалопирокластического материала. По данным Г. Киша (Kisch, 1966), в нижней части разреза с углями высоких степеней метаморфизма, где содержание углерода $>85\%$ (до полуантрацитовых), ассоциируют, как и в Ленском бассейне, отложения с ломонтитом.

Для большей части угленосных бассейнов мира цеолиты не являются типичными минералами, однако в некоторых местах они установлены непосредственно в угольных пластах (от среднего карбона до палеоцена), где рассеяны в виде микросталлов или входят в состав конкреций. Р. Х. Хей (Hay, 1966) приводит примеры нахождения анальцима в угольных пластах карбона Пенсильвании, а также в палеоценовых бурых углях Южной Дакоты. Анальцим описан в палеогеновых угольных пластах месторождения Миике, в Японии, где наблюдается в виде прожилков в угле (Jijima, Utada, 1972), а также в промышленных угольных пластах свиты Синглтон (T_2-P) Сиднейского угольного бассейна (Loughnan, 1966), где встречается совместно с давсонитом (Loughnan, Goldberg, 1972).

В угольных пластах угленосных бассейнов СССР цеолиты не обнаружены, хотя они часто ассоциируют с углистым веществом и обуглившейся древесиной. На Чай-Тумусском месторождении угля известны фитоморфозы ломонтита по древесине (Запорожцева, 1958); в нижнекаменноугольных туфопесчаниках восточного склона Урала описано замещение жисмондином древесины (Ильинская, 1960); в туфопесчаниках коркинской серии верхнего мела Сайфунской впадины в Приморье обнаружены цеолитосодержащие породы, в которых присутствуют обломки обугленной древесины, углефицированный детрит и линзочки угля (Бакланова, 1970).

Особенности условий образования цеолитов в углях и угленосных породах, где $pH < 7,5$, пока не выяснены. Возможно, что появление цеолитов в углях связано с «закамуфлированной пирокластикой», по выражению А. Г. Козовской (1975). В пользу этого предположения свидетельствуют находки пирокластического материала в угольных пластах многих месторождений. Значительное количество вулканического стекла содержат, например, некоторые пласты юрского возраста в Южно-Якутском бассейне, обилие вулканогенного материала обнаружено в угленосной толще карбона — перми Кузнецкого бассейна (Логвиненко, Осипова, 1969), вулканический пепел найден в углях Карагандинского бассейна (Лушхин, 1961), а также в других угольных бассейнах СССР и некоторых стран мира.

Иногда присутствие цеолитов в нормально-осадочных породах пытаются объяснить гидротермальными процессами. И. Конта (Konta, 1953) связывает появление анальцима в медьсодержащей осадочной серии перми в Чехии, где доломитизированные известняки содержат примесь вулканогенного материала, с постмагматическими гидротермальными растворами. М. Г. Барковская (1967) на основании находок в верхнесарматских известняках Керченского полуострова цеолитов, где ясно выражен их диагенетический генезис, считает, что «имело место воздействие гидротермальных растворов на уже сформировавшиеся рифовые известняки», и отгаивает возможность проявления неогенового вулканизма в Крыму. Такие неудачные попытки объяснения генезиса цеолитов в нормально-осадочных породах, как и основанные на этих предположениях серьезные геологические выводы, уже подвергались критике (Петрунь, Белокрыс, 1970; Супрычев, 1971).

В меловых породах Украинского Причерноморья, Крыма и Молдавии гейландит во всех случаях образовался диагенетически, за счет изменения «закамуфлированной пирокластики» или терригенных полевых шпатов, биотита, амфиболов. Пока нет никаких данных, чтобы объяснить генезис аутигенных цеолитов в глауконитовых песках, опоках или углистых породах мела Украинского Причерноморья воздействием на них гидротермальных растворов эндогенной природы, как это представлено в статье В. Х. Геворкьяна, М. И. Гусельниковой и Л. М. Фроловой.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакланова Л. С. Цеолиты в верхнемеловых отложениях Сайфунской впадины Южного Приморья.— Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 274.
- Барковская М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном.— Литология и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Бургеля Н. К. Гейландит из сеноманских отложений Молдавии.— Изв. АН МолдССР, 1962, № 4.
- Бурьянова Е. З., Богданов В. В. Закономерности распределения аутигенных цеолитов — ломонтита и гейландита в осадочных породах Тарбагатайского месторождения угля.— Литология и полезн. ископ., 1967, № 2.
- Власов В. В., Дистанов У. Г., Кузнецова Т. А., Мансуров Р. Н. О цеолито-кристобалитовой породе сеномана Среднего Приднестровья.— В сб.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., «Наука», 1975.

- Геворкьян В. Х., Гусельникова М. И., Фролова Л. М. Гейландит в углистых породах нижнего мела Украинского Причерноморья.—Литология и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Анальцимовый горизонт в угленосной свите Кутаисско-Гелатского района.—В сб.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953, вып. 1.
- Запорожцева А. С. Ломонтит из меловых отложений Ленского угленосного бассейна.—Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 2.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Дубарь Г. П. О последовательном замещении кальциевых цеолитов в вертикальных разрезах осадочных толщ.—Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 2.
- Запорожцева А. С., Вишневская Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений Якутии.—Литология и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Ильинская М. Н. Цеолитизация туфогенных песчаников березовской свиты.—Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 1.
- Копорулин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.—Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 1.
- Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.—Литология и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны регионального эпигенеза в Верхоянском прогибе и Вилюйской впадине.—Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Логвиненко Н. В., Осипова З. В. Цеолиты в осадочных породах.—Литология и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Лущихин Г. М. Вулканический пепел в углях Карагандинского бассейна.—В кн.: Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Перес Ф. С. Минералого-литологическая характеристика и генетические особенности верхнемеловых песчано-алевритовых пород Днестровско-Прутского междуречья.—В кн.: Петрография осадочных, осадочно-эффузивных и метаморфических образований Молдавской ССР. Кишинев, 1970.
- Петрунь В. Ф., Белокрыс Л. С. По поводу статьи М. Г. Барковской «Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном».—Литология и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Супрычев В. А. Прогнозная оценка территории Крыма на цеолиты и перспективы их использования в народном хозяйстве.—В сб.: Проблемы географии Крыма. Симферополь, 1971.
- Jijima A., Utada M. A critical review on the occurrence of zeolites in sedimentary rocks in Japan.—Japan. J. Geol. and Geogr., 1972, v. 42, No. 1—4.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper No. 85, 1966.
- Kisch H. J. Zeolites facies and regional rank of bituminous coals.—Geol. Mag., 1966, v. 103, No. 5.
- Konta J. Hydrothermal Analcim der Kupferhaltigen Schichtenfolge des Perms aus dem Vorland des Riesengebirges (Horní Kalna) und seine Bedeutung für die Herkunft des Kupfers. Geologie, 1953, B. 2, No. 4.
- Loughan F. C. Analcite in the Newcastle Coal Measure sediments of the Sydney basin, Australia.—Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, No. 3—4.
- Loughan F. C., Goldberg R. Dawsonite and analcite in the Singieton Coal Measures of the Sydney basin.—Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.

Симферопольский госуниверситет

Дата поступления
5.1.1976

УДК 552.579

О МОНОГРАФИИ В. С. ТРОФИМОВА «ЯНТАРЬ»¹

В. И. ЕЛИСЕЕВ, А. М. ЗАСЕДАТЕЛЕВ

Хотя янтарь известен человечеству с давних времен, но изучен слабо. Так, нет единого мнения о том, что считать янтарем, т. е. какие ископаемые смолы относить к янтарю; неизвестно, какие роды и виды растительного мира продуцировали янтарь; слабо изучена геология

¹ В. С. Трофимов. Янтарь. «Недра», 1974.

месторождений янтаря (особенно первичных), их географическое распространение и т. д.

Монография В. С. Трофимова с исчерпывающей полнотой охватывает все материалы по геологии месторождений янтаря и янтареподобных ископаемых смол. Достоинством работы является «геологичность», что выгодно отличает ее от других исследований (например, от монографии С. С. Савкевича, 1970), где вопросы геологии янтаря не нашли должного отражения, а без знания их трудно выявлять закономерности формирования янтаря, научно обоснованно прогнозировать его месторождения и т. д. Работа В. С. Трофимова является первой сводкой по геологии месторождений янтаря за последние 30—40 лет, имеющей важное теоретическое и практическое значение.

Ранее среди ископаемых смол на основании различия их физических свойств выделяли янтарь и янтареподобные смолы. В. С. Трофимов показал, во-первых, что янтарь и янтареподобные смолы одновозрастны и являются производными одних и тех же флористических сообществ, и, во-вторых, что разработка критериев различия янтаря и янтареподобных смол по их физическим свойствам — вряд ли осуществимая задача, поскольку эти свойства сильно варьируют не только в разных месторождениях, но даже в пределах одного и того же месторождения. В качестве примера можно отметить, что С. С. Савкевич (1970), хотя и пытался разделить ископаемые смолы по указанному принципу, но так и не смог этого сделать.

Поскольку в настоящее время не установлены надежные критерии разделения ископаемых смол, В. С. Трофимов все их объединил под общим термином «янтарь».

Большим достижением работы В. С. Трофимова является вывод о том, что образование янтаря было приурочено к определенному возрастному интервалу, охватывавшему в основном поздний мел — эоцен. Накопление янтаря было связано с кайнофитной растительностью, пришедшей на смену мезофитной. Отмеченная смена растительности выразилась в исчезновении ряда цикадовых, саговых, беннетитовых, папоротников и других мезофитных форм и в быстром распространении покрытосемянных растений, появлении новой формации хвойных. При этом в кайнофите В. С. Трофимовым выделены две фазы образования янтаря: поздний мел-палеоценовая и преимущественно эоценовая. Все месторождения янтаря являются производными полтавской, тургайской и родственных им флор и распространены в северном полушарии. Автор выделены две янтареносные провинции — Евразийская, Американская и восемь субпровинций. Важно заметить, что отмеченное подразделение основано не только на географическом принципе, но и на геологических данных. Так, для Балтийско-Днепровской субпровинции наиболее характерным типом месторождений являются морские россыпи янтаря, в которых присутствует глауконит. Границы субпровинции совпадают с крупным морским проливом, который в эоцен — олигоцен соединял район современного Балтийского моря с районом современного Черного моря.

В Бирманской субпровинции распространены аналогичные морские россыпи янтаря с глауконитом. Они возникли в эоцене в морском заливе, вдававшемся в континент вдоль р. Ировади.

В Северо-Сибирской субпровинции наиболее широко распространены морские россыпи янтаря, в которых глауконит отсутствует. Они формировались в опресненных морских заливах, существовавших в меловое время в пределах территории, отвечающей Хатангской и другим впадинам.

В Дальневосточной субпровинции янтаренакопление происходило в эоцене на участках прибрежных заболоченных низменностей. В этой субпровинции наиболее распространены первичные месторождения

янтаря, приуроченные к угольным месторождениям. Выделения янтаря мелкие.

В Северо-Американской субпровинции, как и в Дальневосточной, янтарь накапливался в заболоченных участках вдоль морского пролива, соединявшего район современного Арктического побережья Аляски и Мексиканского залива. Поэтому здесь широко распространены первичные месторождения янтаря, приуроченные к угольным месторождениям мелового возраста. Поскольку эти месторождения стали обнажаться лишь в плейстоцене, россыпи янтаря отмеченной субпровинции бедны.

Нельзя не отметить предложенную В. С. Трофимовым классификацию янтарных месторождений, согласно которой месторождения янтаря разделены на две группы: первичные (коренные) и вторичные (россыпи). Среди первичных различаются автохтонные и аллохтонные месторождения, а среди вторичных — элювиальные, аллювиальные, ледниковые, морские и другие россыпи. Указанная классификация поможет выяснить генезис месторождений янтаря, а также более целенаправленно проводить поиски янтарных месторождений.

Монография В. С. Трофимова является важным вкладом в учение о месторождениях полезных ископаемых. Издательство «Недра» выпустило в свет ценную книгу, которая с интересом будет прочитана не только специалистами, занимающимися изучением янтаря, но и широким кругом читателей, интересующихся полезными ископаемыми.

ЦНИГРИ,
Москва

Дата поступления
17.V.1976

ХРОНИКА

**V ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
В СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКАХ»**

**Н. Б. ВАССОЕВИЧ, А. Э. КОНТОРОВИЧ, А. И. КОНЮХОВ, С. Г. НЕРУЧЕВ,
И. А. НАЗАРЕВИЧ, Е. А. РОМАНКЕВИЧ**

V Всесоюзный семинар, проходивший 8—10 июня 1976 г. в Москве, был организован секцией нефтяной литологии Междудеятельного литологического комитета, Министерством геологии СССР и Геологическим факультетом МГУ. В работе семинара участвовало более 300 специалистов.

Неизменное расширение от семинара к семинару круга организаций и лиц, изучающих органическое вещество (ОВ) в водах и донных осадках морей и океанов, в осадочных породах и подземных водах, в почвах, торфе, углях и сланцах свидетельствует о значительном увеличении в нашей стране объема работ по биогеохимии, органической геохимии и литогенезу ОВ — источника таких важнейших горючих ископаемых, как бурые и каменные угли, нефть и газ.

На пленарных заседаниях семинара было заслушано и обсуждено 19 докладов, на сессиях — 52. К открытию семинара был опубликован сборник тезисов 153 докладов¹.

В докладах были рассмотрены литологические, геохимические и океанологические аспекты накопления и преобразования ОВ в современных и древних отложениях, процессы формирования состава ОВ почв, торфов, углей, горючих сланцев; освещалась связь между фациально-генетическими типами осадков (пород) и содержанием и составом заключенного в них ОВ. Большое внимание уделялось особенностям диагенетического преобразования различных генетических типов ОВ; отражению тектонической и геотермической истории региона в скорости и глубине трансформации ОВ в породах при катагенезе и генерации углеводородных газов и нефтей; роли ОВ как активного геохимического фактора в миграции многих элементов. Обсуждались также вопросы генетической классификации концентрированных и рассеянных разностей ОВ, взаимодействия минеральных и органических форм вещества на разных этапах литогенеза. Ряд докладов был посвящен новым методам изучения молекулярного состава ОВ и результатам лабораторного моделирования процессов термокатализа ОВ и т. д.

Новой, почти не изученной проблеме эволюции накопления ОВ в осадочной толще под дном Мирового океана были посвящены доклады сотрудников Института океанологии АН СССР. Данные этих докладов имеют значение для оценки перспектив поисков нефти и газа в морях и океанах, в частности, с применением прямых геохимических методов.

Значительный интерес вызвали новые материалы о концентрациях и составе малоизученных водорастворимых органических веществ современных осадков, осадочных пород и подземных вод. Развитие работ в этом направлении должно способствовать более глубокому познанию процессов накопления и преобразования ОВ на стадиях диа- и катагенеза. Изучение органического вещества подземных вод теперь рассматривается как необходимая часть изучения ОВ осадочных толщ. На эту тему было сделано 7 сообщений.

О больших успехах в изучении молекулярного состава гуминовых кислот и гуминов современных и древних отложений свидетельствовали доклады сотрудников ТИБОХ ДВНЦ АН СССР, МГУ, ВНИГНИ и ВНИРО. Интерес к гуминовому типу ОВ, в частности, к гумусовым углям, как важному источнику углеводородных газов и возможному источнику нефти, в последние годы сильно возрос. Этой проблеме были посвящены сообщения сотрудников ВНИГРИ и ВНИИГаза.

¹ «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках». «V Всесоюзный семинар». М., Изд-во МГУ, 1976.

Дальнейшее развитие получили исследования по важной, но малоизученной проблеме катагенеза *ОВ* в карбонатных и кремнистых отложениях. Этим вопросам были посвящены сообщения сотрудников МГУ, ВНИИЯГГ, СНИИГГиМС, ВостСибНИИГГиМС, ВСГУ, СвКНИИ АН СССР. С интересом была встречена информация о результатах изучения состава редкоземельных и ряда других элементов в осадочных формациях, проведенного в ГИН АН СССР и во ВНИГРИ.

В значительной части докладов нашли отражение итоги исследований, направленных на разработку критериев оценки масштабов генерации жидких и газообразных углеводородов на разных этапах катагенеза *ОВ* пород (ВНИГРИ, ВНИГНИ, СНИИГГиМС, ВНИИГаз, ИГиРГИ). По этой проблеме в СССР и за рубежом ведутся глубокие исследования, во многом по-новому раскрывающие роль *ОВ* в литогеохимических процессах современности и геологического прошлого. Запросы практики побуждают значительно усилить эти работы, особенно по изучению условий и особенностей проявления главной фазы нефтеобразования в карбонатных отложениях.

Много внимания на семинаре было уделено вопросам методики исследований. В настоящее время литогеохимия ушла далеко вперед в сравнении с традиционной биотомологией 60-х годов. Методы хроматографии, хроматомасс-спектрометрии, инфракрасной и люминесцентной спектроскопии, дифференциального термического анализа, исследования стабильных и радиоактивных изотопов, рентгеновского анализа и т. д. позволяют устанавливать ранее неизвестные особенности молекулярной структуры *ОВ* и проследивать его трансформацию в диа- и катагенезе на основании появления или исчезновения различных соединений, идентификация которых стала возможной лишь в последнее время.

Участники семинара приняли решение о перспективных направлениях и методах изучения *ОВ* в осадках. Ниже приводится краткое извлечение из этого решения.

Как и многие современные проблемы естествознания, проблема *ОВ* в широком ее понимании относится к междисциплинным, разработка которых не под силу какой-либо одной науке. Необходимо учитывать усиливающиеся интеграционные тенденции общего научного прогресса, ломающие «демаркационные» линии между отдельными науками и синтезирующие знания различных дисциплин. Успешное изучение *ОВ* на современном научном уровне требует привлечения методов и знаний наук, относящихся по меньшей мере к трем циклам — геологическому, биологическому и химическому. В первую очередь, конечно, должны быть использованы достижения уже возникших соответствующих гибридных наук, прежде всего *биогеохимии*.

Одним из важнейших принципов изучения *ОВ* следует признать *комплексность* в самом широком ее понимании, как в смысле разнообразия методов, так и разносторонности аспектов исследования. Изучение *ОВ* должно быть тесно связано с исследованием *среды* его существования, будь то осадок, порода, подземные или наземные воды.

При выборе объектов исследования, в частности подборе серии образцов (проб), и при интерпретации результатов следует придерживаться правила, при прочих равных условиях, обеспечивающего возможность правильного применения как *структурно-синхронного*, так и *генетико-диахронного* подходов и, что особенно важно, *их сочетания* к изучению *ОВ* в целом или его компонентов. Так, например, для выявления черт, отличающих один фацальный тип *ОВ* от другого, необходимо сравнить друг с другом пробы *ОВ*, находящегося на одной и той же стадии развития. Для выяснения же характера изменений *ОВ* в процессе литогенеза следует проводить сравнительное изучение однотипных, изофацальных образований.

Для распознавания механизмов переноса, осаждения и захоронения *ОВ* целесообразно расширить изучение основных его форм в морях и океанах (растворенного, взвешенного, донных осадков) с исследованием возможно более широкого спектра индивидуальных соединений. Особое внимание необходимо уделить следующим вопросам: а) механизму образования и кинетике превращений гуминовых и фульвовых кислот, а также нерастворимого *ОВ* (гуминов) на стадиях седименто- и диагенеза; б) законам распределения состава и происхождения углеводородных газов в толще вод и донных отложений (в последних — также газогидратов); в) нижнему пределу жизнедеятельности микроорганизмов в различных фацально-генетических типах отложений и продолжительности нахождения их экзоферментов в активном состоянии.

Особого внимания заслуживает установление связей диагенетического минералообразования с процессами перестройки структуры захороненного *ОВ*.

Любая осадочная геотомация характеризуется определенным набором пород, каждой из коих свойственны свое среднее содержание и специфические особенности *ОВ*. Представляется важным установление роли определенных типов *ОВ* — гуминового (арконового), сапропелевого (алинового), лейптинитового и смешанных разновид в сложении органического вещества различных пород, присущих тем или иным геотомациям. Соответствующие данные позволят построить карты с ареалами распространения отложений, содержащих различные типы *ОВ*, для осадочных (осадочно-породных) бассейнов разного типа и вообще для лика Земли. Такие карты, наподобие построенных для Западно-Сибирского мегабассейна, но только более детальные, представят большой научный и практический интерес.

В заключение участники семинара признали целесообразным проведение очередного VI Всесоюзного семинара по проблеме «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках» в 1978—1979 гг.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

**G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOVI, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)**

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 2/XII-1976 г. Т-03808. Подписано к печати 20/I-1977 г. Тираж 1315 экз.
Зак. 4384. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 5. Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. листов 15,3.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10