

Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**



1967

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

5

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 5, 1967 г.
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи	3
Н. А. Лисицына. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков	26
А. П. Лисицын, В. П. Петелин. Особенности распределения и модификации CaCO_3 в донных осадках Тихого океана	50
И. И. Волков, Л. С. Фомина. Редкоземельные элементы в осадках и марганцевых конкрециях океана	66
В. Д. Шутов. Классификация песчаников	86
Г. В. Карпова, А. Е. Лукин. Глинистые минералы каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины	104
А. И. Осипова, Т. Н. Бельская. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы	118
А. А. Озол. Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа	143
Н. А. Красильникова. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования	156

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

П. Т. Тажибаева, Н. М. Петровская. О некоторых особенностях механизма образования кумолинского родусит-асбеста (Центральный Казахстан)	164
А. С. Иванова, Я. М. Кисляков. О происхождении так называемых железистых кварцитов Западного Прибайкалья	171

МЕТОДИКА

И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов. К методике изучения распределения минералов рыхлых осадочных пород по плотности	178
---	-----

ХРОНИКА

А. П. Сигов. Совещание по корам выветривания Урала	180
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1967
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

Development of lithology in the USSR and its nearest objects	3
N. A. Lisitsina. Genetic types of Recent and Quaternary crusts of weathering of basic rocks in humid tropics	26
A. P. Lisitsin, V. P. Petelin. Peculiarities in the distribution and modification of CaCO_3 in the bottom sediments of the Pacific Ocean	50
I. I. Volkov, L. S. Fomina. Rare-Earth elements in the sediments and manganese concretions of the ocean	66
V. D. Shutov. Classification of sandstones	86
G. V. Karpova, A. E. Lukin. Clay minerals of Carboniferous deposits in the Dnieper — Donets depression	104
A. I. Osipova, T. N. Belskaia. Experience of a lithological — paleoecological study of Visean — Namurian deposits in Moscow syncline	118
A. A. Ozol. Peculiarities in the geochemistry of hypergene boron and the problems of the formation of its deposits of a halogen-sedimentary type	143
N. A. Krasilnikova. On the genesis of phosphorites and the evolution of phosphorite formation	156

SHORT NOTES

P. T. Tazhibaeva, N. M. Petrovskaya. On certain peculiarities in the formation mechanism of Kumolinsk rhodusite-asbestos (Central Kazakhstan)	164
A. S. Ivanova, Ya. M. Kisliakov. On the origin of so-called «ferruginous quartzites» of Western Baikal area	171

METHODS OF RESEARCH

I. F. Kashkarov, Yu. A. Polkanov. To the methods of studying the distribution of minerals in unconsolidated sedimentary rocks by density	178
--	-----

CHRONICLE

A. P. Sigov. Conference on the crusts of weathering in the Urals	180
--	-----

УДК 551.31/35(091)

РАЗВИТИЕ ЛИТОЛОГИИ В СССР И ЕЕ БЛИЖАЙШИЕ ЗАДАЧИ

Великая Октябрьская социалистическая революция в корне изменила государственный строй и направление экономического и культурного развития нашей Родины. Из царской, отсталой России возникло первое в мире социалистическое государство — Союз Советских Социалистических Республик — страна с передовой индустрией и культурой. Наука во всех своих подразделениях стала интенсивно развиваться и превратилась в мощную силу, определяющую прогресс общества. Это проявилось и в литологии — науке, являющейся в нашей стране почти ровесницей Октября.

В статье делается попытка подытожить пятидесятилетний путь развития литологии в СССР, наметить его периоды и специфику каждого из них, а также сформулировать задачи современного этапа, подготовленные всей предыдущей историей этой науки.

В течение XIX и первых двух десятилетий XX в. литологии в качестве самостоятельной науки еще не существовало; литологические работы производились попутно с геологическими исследованиями. Выделение литологии в самостоятельную научную дисциплину произошло где-то на грани 10—20 годов XX в. С тех пор развитие ее прошло два крупных периода. Первый охватывает интервал с двадцатых до сороковых годов; второй период длится с сороковых годов по настоящий момент.

Огромное количество работ, выполненных за пятидесятилетие, делает невозможным не только их разбор, но также и простое упоминание. Исчерпывающая библиография находится сейчас в печати. В нашем кратком обзоре будут рассмотрены лишь те исследования, которые представляются наиболее существенными.

В данной статье мы не имели возможности также остановиться на связях и соотношениях развития советской литологии и зарубежной — этот вопрос достаточно сложен и требует специального рассмотрения.

1. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОССИИ ДО ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ

Сведения о работах по литологии в дореволюционный период имеются в статьях, помещенных в Трудах 1-го Совещания по осадочным породам (1952 г.), и в статье М. С. Швецова (1958 г.). Поэтому мы коснемся этого времени совсем кратко, ограничившись суммированием главных достижений.

Работами В. В. Докучаева были заложены основы учения о климатической зональности процессов выветривания и почвообразования, А. П. Павловым — о генетических типах континентальных отложений. Н. А. Головкинским, А. А. Иностранцевым, А. П. Карпинским, Н. И. Андрусовым, С. Н. Никитиным, А. Д. Архангельским и др. разрабатывались вопросы палеогеографии. В развитии идей и методов изучения осадочных пород большую роль сыграла сравнительно-литологическая работа А. Д. Архангельского, посвященная всестороннему петрографо-геологи-

ческому описанию меловых пород Поволжья. В трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Я. В. Самойлова было впервые рассмотрено влияние жизни на концентрацию и рассеяние химических элементов. В исследованиях К. А. Радкевича, М. И. Сидоренко, П. А. Земятченского и К. Д. Глинки еще в конце прошлого века даны первые петрографические характеристики некоторых осадочных пород и минералов (глины, пески, железные руды, глауконит и пр.). К. И. Богдановичем в начале XX века систематизирован накопленный к тому времени фактический материал по геологии осадочных руд России и детально описаны россыпи, железные и марганцовые руды, месторождения типа медистых песчаников. Исследованиями Л. И. Лутугина и его группы было положено начало детального литологического изучения угленосных отложений.

В первом десятилетии XX века под руководством Я. В. Самойлова и А. Д. Архангельского начала работать Комиссия по исследованию фосфоритов при Московском сельскохозяйственном институте, собравшая огромный фактический материал по стратиграфии, составу, структурам и условиям образования фосфоритов, опубликованный в Трудах этой Комиссии (т. I—VIII) и в сборнике «Фосфориты СССР» (1928).

Существенную роль сыграла Комиссия по естественно-производительным силам России (КЕПС), организованная в 1915 г. для удовлетворения нужд войны при Академии наук по инициативе В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Комиссией была опубликована серия кратких монографий, посвященных описанию месторождений различных видов минерального сырья, в том числе и осадочного генезиса.

В целом в дореволюционный период, несмотря на очень небольшое количество специальных работ и ограниченные технические средства (поляризационный микроскоп, валовой химический анализ), начал собираться значительный материал по характеристике осадочных пород и осадочных полезных ископаемых. Был высказан ряд идей в отношении происхождения отдельных пород, не всегда в дальнейшем подтвердившихся. Однако мысль о возможности создания общей теории литогенеза в те годы еще не зарождалась.

2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СССР ДО ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

Уже в первые годы существования Советского государства, в тяжелое время разрухи, интервенции и гражданской войны Советское правительство принимало меры для привлечения ученых к участию в государственной жизни, к решению важнейших экономических вопросов, к выявлению и освоению производительных сил страны.

Известно, что В. И. Ленин высоко ценил работы КЕПС. В «Наброске плана научно-технических работ» в апреле 1918 г. В. И. Ленин писал: «Академии наук, начавшей систематическое изучение и обследование естественных производительных сил России, следует немедленно дать от Высшего Совета народного хозяйства поручение образовать ряд комиссий из специалистов для возможно более быстрого составления плана реорганизации промышленности и экономического подъема России» (В. И. Ленин, Сочинения, т. 27, изд. 4, 1952 г., стр. 288).

Несмотря на крайне тяжелые условия в стране в период гражданской войны и в последующие годы, геолого-съемочные и разведочные работы продолжались и даже расширялись в разных районах молодой Республики. Началась разведка докембрийских руд КМА, продолжались поиски углей в Подмосковье и Донбассе, разведка тихвинских бокситов и Тульского железорудного месторождения, нефти на разных площадях Кавказа и т. д.

Была создана единая геологоразведочная служба (Главное геолого-гидро-геодезическое Управление ВСНХ СССР — ныне Министерство геологии СССР) с сетью районных геологических управлений — трестов и специализированных институтов. Видную роль в развитии геологии (и литологии, в частности) стали играть геологические факультеты вузов и специальные ВУЗ'ы, в которых с 1922 г. читались самостоятельные курсы петрографии осадочных пород (в 1-м МГУ — М. С. Швецовым, в Казани — Б. П. Кротовым).

20 — 30-е годы характеризуются неуклонным ростом специальных литологических исследований, особенно отдельных видов полезных ископаемых.

Развитие металлургии потребовало проведения разведки и исследований осадочных месторождений *железных руд*. Эти работы были сосредоточены главным образом в пределах центральной части Русской платформы (Тула, Липецк), на Украине и на Урале (Л. В. Пустовалов с сотрудниками, Б. П. Епифанов, Н. И. Гуров, М. И. Кантор, С. В. Константов, Б. П. Кротов и др.).

В результате литологических и минералого-геохимических исследований удалось реконструировать палеогеографию и фациальную обстановку рудообразования в указанных месторождениях.

Потребность в легированных сталях привела к углубленному исследованию природно-легированных железных руд Урала и других районов СССР. В связи с этим И. И. Гинзбургом в конце 30-х годов было проведено широкое изучение кор выветривания на основных и ультраосновных массивах изверженных пород.

В годы первых пятилеток детально изучались осадочные *марганцовые руды* Чиатур (А. Г. Бетехтин) и Никополя (Ф. П. Саваренский). Одновременно поисково-разведочные работы в Западной Сибири в 1933 г. привели к открытию Мазульского, а в 1939 г. — крупного Усинского месторождений.

В связи с нуждами авиационной промышленности усиленно проводились поиски и изучение месторождений алюминиевых руд — *бокситов*. Геологией и условиями их образования в Тихвинском районе, на Урале, в Казахстане, в Сибири и Средней Азии занимались А. Д. Архагельский, С. Ф. Малявкин, С. Г. Вишняков, А. Н. Волков, Н. И. Архангельский, Н. А. Каржавин, Е. В. Рожкова, А. В. Пейве и др. В трудах С. Ф. Малявкина и А. Д. Архангельского было доказано осадочное происхождение известных в то время бокситовых месторождений СССР. Первый исследователь объяснял бокситообразование механическим переотложением материала кор выветривания, а второй — химическим процессом осаждения глинозема. Хотя выводы обоих исследователей оказали существенное влияние на направление поисковых работ на бокситы, нельзя не отметить недооценку ими иного способа образования бокситов — в корях выветривания латеритного типа, что впоследствии было доказано открытием ряда месторождений (КМА, Высокопольское месторождение на Украине и др.).

Синтез данных по отечественным и зарубежным месторождениям железных и марганцовых руд и бокситов, выполненный Н. М. Страховым, позволил установить общие закономерности локализации руд в различных структурных и климатических зонах земной коры и выяснить основные черты эволюции железорудного процесса в истории Земли.

Крупные успехи были достигнуты в поисках, разведке и изучении *фосфоритов*. В 1936 г. в Казахстане И. И. Машкара были открыты залежи высококачественных кембрийских пластовых фосфоритов Каратау; их изучение и разведку проводили П. Л. Безруков, Б. М. Гиммельфарб, А. С. Соколов и другие сотрудники НИУИФ. Работами А. Д. Архангельского с сотрудниками, В. Н. Чирвинского, а позже — А. В. Казакова, Г. И. Бушинского, Б. М. Гиммельфарба, А. В. Пейве, А. Л. Яншина,

М. П. Фивега и других исследователей Научного института по удобрениям в 20—30-е годы были освещены минералогия, условия залегания, петрографический состав желваковых фосфоритов мезозоя и кайнозоя Русской платформы, Кавказа и Средней Азии.

На базе перечисленных литолого-геологических работ и при широком использовании данных физико-химического эксперимента и материалов по современным осадкам А. В. Казакову удалось создать новую гипотезу фосфоритообразования. Главным поставщиком фосфора этот исследователь считал глубинные воды океанов. По мысли автора, донные течения вместе с углекислотой выносили на шельфы древних морей огромные массы растворенного фосфора; здесь происходило удаление диффузией CO_2 , что и вызывало хемогенное выпадение P_2O_5 .

Начало изучения петрографии углей было положено М. Д. Залесским еще до Октябрьской революции, а потом продолжено Ю. А. Жемчужниковым, опубликовавшим в 1934 г. первое руководство по углепетрографии. Результаты исследования углей в разных бассейнах были обобщены в «Атласе микроструктур углей СССР», составленном под руководством Ю. А. Жемчужникова, и в его докладе о петрографической типизации гумитовых углей на XVII Международном геологическом конгрессе, состоявшемся в 1937 г. в Москве.

Громадные материалы по геологии угольных месторождений СССР и зарубежных стран были обобщены П. И. Степановым, выдвинувшим идею о поясах и узлах угленакопления на земном шаре. Одновременно М. М. Пригоровский впервые различил и охарактеризовал геологические типы угленосных бассейнов СССР.

Широким фронтом изучались и разведывались месторождения *калийных солей, галитов, гипсов и ангидритов* (П. И. Преображенский, Ю. В. Морачевский, А. А. Иванов, Е. Э. Разумовская, Я. Я. Яржемский, и др.). В Соликамске было открыто крупное месторождение калийных солей, в Казахстане месторождение боратов. Отложения современных соляных озер исследовались Н. С. Курнаковым и его школой, получившими ряд результатов крупного теоретического значения. В частности, Н. С. Курнаковым вместе с С. Ф. Жемчужным был установлен метаморфизм рапы растворами углекислого кальция, а С. А. Щукарёвым и Т. А. Толмачевой доказано метаморфизующее действие глинистых минералов на рапу. Исследованы годовичные гидрохимические циклы озер (И. Б. Фейгельсон), выявлена специфика «солнечного», т. е. природного испарения соляных водоемов и метастабильность многих выпадающих твердых фаз (Н. С. Курнаков и В. И. Николаев).

Особенно важно, что эти работы сопровождались физико-химическим экспериментом и анализом твердых фаз солей и рапы.

Большой объем исследований в довоенные годы был выполнен литологами в связи с задачами *нефтяной геологии*. О. М. Аншелесом, В. П. Батуриным, П. П. Авдусиным, С. Г. Саркисяном и другими была разработана методика терригенно-минералогического анализа, позволявшая проводить тонкую региональную корреляцию разрезов, лишенных или почти лишенных органических остатков, а также восстанавливать палеогеографическую обстановку с такими деталями, которые реконструировать иными методами оказалось невозможным. Работы В. П. Батурина в этой области были удостоены на XVII сессии Международного конгресса премии имени Спендиарова. Вторым направлением было изучение коллекторских свойств продуктивных и возможных продуктивных горизонтов (П. П. Авдусин, В. П. Батурин, М. А. Цветкова).

Значительное внимание в эти годы уделялось также вопросу происхождения нефтематеринских свит; в этом отношении интересны работы И. М. Губкина, А. Д. Архангельского и др. При этом мнения исследователей разошлись. А. Д. Архангельский принимал сероводородное зара-

жение наддонной воды бассейна в качестве необходимого условия накопления органического вещества. Н. М. Страхов на ряде горизонтов горючих сланцев (юрских, пермских) показал, что накопление C_{org} шло в условиях нормально аэрируемого бассейна.

Геохимические исследования твердых битумов, а также элементарного состава организмов проводилось А. П. Виноградовым.

В это же время широко изучалась геохимия и минералогия ряда *серных месторождений* Средней Азии, Прикаспия и Поволжья, отчасти уже известных ранее (А. Е. Ферсман, А. С. Уклонский, А. В. Данов и др.).

Большое внимание привлекло изучение пластовых месторождений меди. В пермских отложениях Приуралья были изучены минеральный состав и строение рудных тел, закономерности пространственного размещения медного оруденения и намечены основные черты механизма меденакопления (И. С. Яговкин, Л. М. Миропольский, Е. И. Тихвинская, В. А. Полянин и др.).

Джезказганское месторождение медистых песчаников в Казахстане изучалось многими геологами (К. И. Сатпаев с сотр.).

Медистые песчаники Донбасса исследовались Н. И. Яковлевым, Е. В. Рожковой и др., а месторождения меди в Средней Азии были описаны В. И. Поповым.

Теоретические вопросы меденакопления в осадочных породах рассматривались Я. В. Самойловым, А. Е. Ферсманом, А. Д. Архангельским, Е. В. Рожковой и др.

Результаты изучения *россыпных месторождений* были обобщены Ю. А. Билибиным, подробно рассмотревшим процессы образования элювия, делювия и аллювия в связи с накоплением в них золота и некоторых тяжелых минералов; им выделены генетические типы россыпей и описаны условия их образования.

Наряду с литолого-петрографическими работами 20—30-х годов, поставленными непосредственно на осадочных рудных месторождениях и носящими так сказать «прикладной» характер, развивались исследования различных типов нерудных пород, а также исследования методического или теоретического характера. Их связь с запросами практической геологии не так очевидна, но тем не менее они очень важны, поскольку призваны заполнить пробелы в выяснении генезиса пород и руд, и в конечном счете без них невозможно развитие и углубление «прикладных» исследований.

Среди работ этого типа прежде всего следует отметить изучение *современных морских отложений*, которое велось, с одной стороны, Я. В. Самойловым и его сотрудниками (М. В. Кленова, Т. И. Горшкова и др.) главным образом в Северных морях (Баренцево, Карское), частью в Каспии, а с другой — А. Д. Архангельским и его школой — в Черном и Каспийском морях. В монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова дана подробная стратиграфия донных отложений Черного моря, детально охарактеризованы типы современных и более древних отложений, разработан механизм осадочного процесса и показана связь осадкообразования с рельефом водосборных площадей. Существенно, что осадки исследовались методами, наиболее близкими к методам изучения древних осадочных толщ, что позволило использовать данные по современному осадкообразованию при исследовании древних толщ (например, неогена Кавказа).

На базе изучения углей, железных руд, фосфоритов, карбонатных и других пород в 20—30-е годы разрабатывались *методы фациального анализа* осадочных пород и полезных ископаемых, причем фациальный анализ включал изучение текстур и состава пород (А. Д. Архангельский, М. С. Швецов, Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Р. М. Пистрак, С. Ф. Малявкин, А. Н. Гейслер, Е. П. Брунс, С. Г. Вишняков, Н. Н. Форш,

М. Ф. Викулова, А. С. Корженевская, Т. Н. Давыдова, Г. Ф. Крашенинников, А. В. Казаков, Н. М. Страхов и др.).

В области смыкания литологии с палеонтологией возникла новая ветвь науки — палеоэкология, занимающаяся восстановлением условий обитания древних организмов. Первые работы в этом направлении были поставлены Р. Ф. Геккером при изучении девонских отложений Русской платформы. Они дали возможность точнее восстанавливать общую палеогеографическую обстановку соответствующих отрезков времени и тем самым лучше понять и условия осадконакопления.

Обобщением сведений об условиях образования осадков и осадочных горных пород явилась книга Д. В. Наливкина «Учение о фациях», вышедшая в 1932 г. и неоднократно переиздававшаяся с дополнениями автора.

В 20—30-е годы наряду с частичными практическими достижениями появились и некоторые более общие, хотя еще слабо разработанные *идеи*, касающиеся осадочного породообразования в целом. Так, в 1922 г. А. Е. Ферсманом в работе «Геохимия России» впервые были рассмотрены пространственные закономерности распределения элементов в осадочных отложениях, намечены основные стадии образования осадочных пород и предложены понятия о диагенезе, катагенезе и гипергенезе. В работах М. С. Швецова по динанту, М. Э. Ноинского по верхней перми Заволжья, Ю. А. Жемчужникова по угленосным отложениям, Н. Б. Васюковича по флишу заложены основы изучения цикличности осадочных толщ. В 1933 г. Л. В. Пустоваловым введено представление о геохимических фациях, т. е. геохимических условиях, «разрешавших» или «запрещавших» образование тех или иных аутигенных минералов. Исследованиями А. Д. Архангельского по фосфоритам, П. И. Степанова по углям, Н. М. Страхова по железорудным фациям и их аналогам создано историко-геологическое направление в изучении осадочных пород и руд, задачей которого было выяснение распределения осадочных накоплений по разным климатическим зонам, по тектоническим (структурным) единицам земной коры, выяснение связей породообразования с движениями земной коры (местными и глобальными) и, наконец, реконструкция эволюции тех или иных типов пород в истории Земли.

Попытки систематизировать накопленный материал были сделаны в двух учебных руководствах: М. С. Швецова (1934) и Л. В. Пустовалова (1940).

Работа М. С. Швецова имела отчетливо выраженный эмпирический характер и базировалась главным образом на отечественных данных. Наряду с древними породами в ней были впервые в нашей учебной литературе описаны и современные осадки.

В отличие от М. С. Швецова, Л. В. Пустоваловым, помимо описаний пород и руд, была предпринята первая попытка дать общую схему осадочного породообразования.

Сущность концепции Л. В. Пустовалова заключается в том, что возникновение осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых определяется двумя процессами: осадочной дифференциацией вещества, идущей механическим и химическим путями, и периодичностью тектонической жизни Земли. Работа Л. В. Пустовалова дала толчок к постановке исследований, направленных на создание общей теории осадочного породообразования.

Оценивая результаты первого периода развития литологии как самостоятельной дисциплины, следует признать, что фактические знания вещественного состава, структур и текстур осадочных пород и руд и условий их образования существенно расширились против того, что было до 20-х годов. *Но все же сплошного фронта исследований еще не возникло, так как методическая и техническая базы этого не позволяли.* Изучались фосфориты, бокситы, железные и марганцовые руды, угли и

горючие сланцы, а также песчаники, алевролиты, известняки, доломиты и кремнистые породы. В то же время оставалась практически почти не затронутой минералогическим исследованием с применением рентгено-структурного анализа вся масса глин, составляющая свыше 70% от общей массы осадочных пород.

Характерной чертой общетеоретических концепций этого периода было резкое выдвижение на первый план тектонического режима земной коры и признание его в качестве ведущего фактора литогенеза. Роль климатического режима в осадочном породообразовании недооценивалась, и лишь в самом конце периода некоторые исследователи привлекли его к познанию генезиса и закономерностей размещения осадочных пород и руд. Изучение современного осадконакопления только начиналось и имевшиеся данные по современным осадкам оказывали слабое влияние на теоретические построения литологов. Точно так же и вулканогенно-осадочный процесс в геосинклиналях оставался практически вне сферы деятельности исследователей и лишь в конце 30-х годов стал входить в круг их интересов.

3. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СССР С НАЧАЛА ВЕЛИКОЙ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ВОЙНЫ

Великая Отечественная война показала всему миру жизнеспособность и силу советского строя. Снабжение армии и военных заводов требовало усиленной эксплуатации известных месторождений и поисков новых. Положение осложнялось тем, что богатейшие месторождения минерального сырья Украины, Крыма и Центральных районов были оккупированы фашистской армией. Гитлеровские полчища захватили часть Северного Кавказа, угрожали Баку, за линией фронта оказался Донбасс.

Перед геологами, не ушедшими на фронт, встала задача — в кратчайший срок обеспечить увеличение добычи всех видов минерального сырья, необходимого для победы. Особенно острой была проблема создания новой минерально-сырьевой базы промышленности в восточных районах страны, где были развернуты огромные по масштабу геологические и исследовательские работы. Несмотря на трудную военную обстановку, научная жизнь страны активно развивалась. Бесперывно издавался журнал «Известия АН СССР, серия геологическая» и «Доклады АН СССР». На Урале, где находилось Отделение геолого-географических наук АН СССР и некоторые наркоматы, были проведены совещания ученых, геологоразведчиков и производственников, обсуждавших насущные проблемы обеспечения промышленности минеральным сырьем.

В военное время А. Г. Бетехиным проводилось изучение марганцевых месторождений, обобщенное в книге «Промышленные месторождения марганца в СССР». Интенсивно изучалась геология карбона и перми в Башкирии в связи с поисками нефти и т. д.

Весной 1944 г. в Москве было организовано первое Всесоюзное геологическое угольное совещание. На нем обсуждались методика изучения угленосных отложений и угольных пластов, закономерности распределения различных типов углей в угольных бассейнах, методика составления карт прогноза углей и геолого-углехимических карт, а также намечены задачи дальнейших исследований.

Определились два направления литологических исследований. Одни исследователи (Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов, Е. П. Брунс, П. В. Васильев и др.) рассматривали циклический анализ разрезов в качестве универсального метода изучения угленосных толщ. Другие (Н. П. Херасков, Ц. Л. Гольдштейн, Н. С. Городецкая, Т. Н. Давыдова, Г. Ф. Крашенинников) считали обязательным сочетание циклического анализа с анализом изменений на площади. На примере Буреинского бассейна, Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн была разработана методика выде-

ления генетических типов пород, их сочетаний и составления палеогеографических схем.

После окончания Великой Отечественной войны советская литология вошла в качественно новую стадию развития, что определялось, с одной стороны, очередными задачами подъема и развития советской промышленности, с другой — интенсивным развитием новых методов исследования осадочных пород и руд. Если до войны основными средствами работы были микроскоп (шлифы, шлифовки, иммерсия) и гранулометрический анализ, то в 40—60-е годы начали широко применяться термический анализ, рентгенографические, электронномикроскопические и многие другие точные физические методы.

Путем изучения различных констант (магнитных, электрических свойств, плотности и др.) делаются попытки различать низко и высокотемпературные разности минералов. Ведется исследование кристаллохимии глинистых минералов с целью объяснить их превращения в разных геологических обстановках (М. Я. Кац, Е. В. Рожкова, А. Г. Косовская, В. И. Муравьев, В. А. Дриц, В. Д. Шутов, Б. Б. Звягин и др.).

Существенно улучшились и качественно изменились методы рационального химического анализа; стало возможным определять балансы различных форм серы, железа, кремнезема и других элементов. С большой точностью стали применять рентгеноструктурный анализ, определение изотопного состава элементов и другие физико-химические методы. Таким образом, техническая вооруженность литологов в изучении вещественного состава пород в послевоенный период резко повысилась. Благодаря этому в сферу исследования оказались вовлеченными многочисленные минералы глин, имеющие существенное значение для понимания генезиса пород, малые и редкие элементы и изотопы.

Важным вкладом в понимание механизма древнего осадочного породообразования явились работы по изучению *современных осадков*. Работы школы Я. В. Самойлова по-прежнему продолжались в Каспии, Азовском, Балтийском и Карском морях, а также в Атлантике. Обобщение результатов было выполнено М. В. Кленовой. Работы школы А. Д. Архангельского проводились под руководством Н. М. Страхова (М. А. Ратеев, Н. Г. Бродская, Л. М. Князева, Д. Г. Сапожников и др.). Было дополнительно изучено Черное море и впервые исследованы осадки Аральского и Японского морей, озер Балхаша, Иссык-Куля, южной части Байкала и содовых озер Кулундинской степи. В Океанологическом институте АН СССР по той же методике П. Л. Безруковым, А. П. Лисицыным, В. П. Петелиным и др. проведено широкое изучение отложений океанов. В результате был установлен ряд фундаментальных новых фактов, в частности, выяснены соотношения между механической и химической денудацией на водосборах и их связь с климатической зональностью, формы миграции элементов, характер распределения их на дне водоемов, а также усиленное накопление микроэлементов в пелагических илах по мере увеличения размеров акватории бассейнов.

Особенно большое значение имели работы, посвященные проблеме *диагенеза*. В них Н. М. Страховым, а также Э. А. Остроумовым и И. И. Волковым впервые были показаны масштабы диагенетического перераспределения вещества, вскрыта физико-химическая природа этих процессов, оценена глубина диагенетических преобразований осадков, их место в общей схеме осадочного породообразования и показана их рудообразующая роль. Эти работы оказали отчетливое влияние на исследование древних рудных накоплений. В последующих работах З. В. Тимофеевой, А. В. Македонова, П. В. Зарицкого, Н. Г. Бродской, Д. А. Виталю и других исследователей был описан механизм образования, структура, состав, закономерности распределения конкреций в разнообразных главным образом угленосных толщах, и подчеркнута роль процессов диагенеза в их формировании.

В области изучения *железных руд* было получено много новых данных.

При изучении Лисаковского и Приаральских месторождений железных руд выявлена приуроченность оолитовых гетит-гидрогетитовых руд к аллювиальным и дельтовым отложениям олигоцена, и, таким образом, впервые установлены *два новых фациальных типа* оруденения (Л. Н. Формозова, А. Л. Яницкий).

В паралических угленосных бассейнах и в ааленских отложениях Дагестана открыт новый *генетический* тип Fe-руд — диагенетических сидеритовых. Его специфику составляет то, что рудные концентрации возникают на базе первичных кларковых содержаний железа в осадках, путем его энергичного перераспределения в диагенезе, обусловленного несколько повышенными исходными содержаниями S_{org} при отсутствии или крайне ничтожном содержании $CaCO_3$ (Н. М. Страхов, З. В. Тимофеева). Широко развернулись литологические исследования на Керченском железорудном месторождении (В. Ф. Малаховский, А. У. Литвиненко, Е. Ф. Шнюков и др.), на котором была установлена диагенетическая природа минералогической зональности руд. Аналогичные оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды с той же зональностью были открыты и изучены в Западно-Сибирском железорудном бассейне (Н. Х. Белоус, Ю. П. Казанский, А. В. Гольберт и др.).

В последнее десятилетие начали исследоваться различные типы вулканогенно-осадочных железных руд (Л. Н. Формозова, А. С. Калугин и др.).

Включены в изучение докембрийские джеспилиты (КМА, Криворожский бассейн). При этом одни исследователи придерживаются гипотезы нормально-осадочного происхождения железистых кварцитов (М. И. Калганов, Н. А. Плаксенко и др.), другие (М. С. Точилин, Н. П. Семененко, П. М. Горяинов, В. М. Чернов) связывают образование джеспилитов с вулканическими процессами.

Крупные работы были выполнены на *марганцевых месторождениях* Никополя (В. И. Грязнов и др.), Чиатур (Г. А. Авалиани, А. В. Гавашели), Северного Урала (П. Ф. Андриюшенко, Л. Е. Штеренберг и др.).

В статье Н. С. Шатского, посвященной марганценосным формациям, было высказано предположение о возможном вулканогенном источнике марганца в геосинклинальных рудах. Позднее на Усинском, Тахта-Карачинском марганцеворудных месторождениях, а также в месторождениях Джаильминской мульды был доказан вулканический источник оруденения (Е. А. Соколова, Д. Г. Сапожников, В. В. Калинин). В отношении происхождения руд Чиатурского месторождения аналогичная точка зрения была высказана Г. С. Дзоценидзе.

Широким фронтом шло изучение литологии *бокситов* на Русской платформе, на Урале, в Казахстане, в Сибири и Средней Азии. Пространственная и генетическая связь бокситов с корами выветривания, постоянство титанового модуля ($TiO_2 : Al_2O_3$) в тех и других, широкое распространение в бокситах обломочных структур постепенно привели многих литологов (Г. И. Бушинский, Б. П. Кротов, А. Е. Гладковский, Н. А. Лисицына, К. Е. Трубина, Н. М. Страхов и др.) к выводу, что бокситы, вероятно, представляют собой не химический осадок в водоемах, а механически переотложенный материал латеритной коры выветривания.

Продолжали выясняться закономерности размещения бокситовых месторождений и методы их прогнозирования (Ю. К. Горецкий, А. Б. Тюрин, Г. Ф. Кирпаль). На юге Украины и в Белгородской области найдены залежи латеритных бокситов (Ю. Б. Басс, С. И. Чайкин).

В связи с открытием повышенных содержаний глинозема в гидротермальных водах вулканов Курильской гряды (К. К. Зеленов) в литологической литературе обсуждался вопрос о возможном вулканическом источнике Al_2O_3 при образовании некоторых месторождений бокситов и

были высказаны различные точки зрения о рудообразующей роли этого процесса.

В послевоенное время значительно усилились научно-исследовательские и поисково-разведочные работы по *фосфоритам* в восточных районах СССР. Они проводились в основном Государственным институтом горнохимического сырья (ГИГХС), а также территориальными геологическими управлениями и другими организациями (Б. М. Гиммельфарб, Н. А. Красильникова, П. П. Дрожжева, А. И. Смирнов, М. С. Сахарова, Ц. И. Уфлянд, Г. И. Спандерашвили, А. Н. Сухарина, О. П. Егорова, Н. И. Юдин и др.). Главным достижением этих работ было выявление ряда месторождений пластовых фосфоритов в рифейских и кембрийских отложениях, что резко расширило хронологический диапазон фосфоритообразования, а также находки фосфоритов, связанных с корами выветривания. Другой существенной работой было суммирование эмпирических закономерностей распределения фосфоритов в стратиграфическом разрезе земной коры и по основным структурным ее единицам (Б. М. Гиммельфарб, Г. И. Бушинский). Начато геохимическое изучение фосфоритов, в частности, поведения малых, редких и радиоактивных элементов в них (В. Н. Холодов, А. М. Блох, А. В. Коченов, Л. Ф. Борисенко и др.).

В результате литолого-петрографических исследований месторождений Каратауского бассейна, выполненных главным образом под руководством Б. М. Гиммельфарба, а также новых экспериментальных работ по растворимости фосфатов кальция, были установлены факты, позволившие выдвинуть новые точки зрения на генезис фосфатов, отличные от представлений А. В. Казакова (А. И. Смирнов, Г. И. Бушинский).

Во второй половине 50-х годов, после работ Н. С. Шатского по фосфоритоносным формациям, возникло предположение о возможном вулканогенном источнике фосфора при образовании залежей фосфоритов в геосинклинальных областях. В этой связи изучались парагенетические связи фосфоритов с вулканогенными толщами (Н. Г. Бродская, М. Н. Ильинская, Э. А. Еганов).

В послевоенные годы интенсивно исследовались месторождения *солей*; центром этих исследований стал Институт галургии.

Впервые в нашей литературе появились детальные петрографические описания верхнекавказских солей (В. А. Вахрамеева), солевых толщ Прикарпатья (В. В. Лобанова), миоценовых солей Средней Азии (В. Н. Щербина); менее детальные характеристики верхнеюрских солей Средней Азии (Н. П. Петров), пермских солей Донбасса (С. М. Корневский), девонских — Московской синеклизы (Е. Т. Бурова), эйфельских — Тувинской котловины (М. В. Пастухова), наконец, кембрийских — на Сибирской платформе (Я. К. Писарчик). Неоднократно описывалось ритмическое строение галогенных толщ, палеогеография ряда солеродных бассейнов (М. П. Фивег и др.). Наконец, выполнено систематическое описание галогенных формаций и типов калийных месторождений СССР (А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий). Эти исследования были существенно дополнены М. Г. Валяшко, который экспериментально изучил процессы метаморфизации рапы с помощью $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и наметил все переходы между сульфатным и бессульфатным типами соленосных бассейнов; разработал представление об условиях, при которых возможно зарождение соляного пласта; ввел понятие о бромхлорном коэффициенте солей, как показателе солености солеродного бассейна, с помощью которого можно прогнозировать наличие в разрезе калийных солей, наконец, изучил специфику режима «сухих озер» и указал на значение такого типа режима для образования калийных солей.

Существенные данные для характеристики условий соленакопления получены после открытия и изучения крупных месторождений калийных солей Белоруссии и Туркмении.

В послевоенное время проводилось широкое изучение *угленосных толщ* разного возраста во всех угольных бассейнах страны. Наиболее подробно изучены угленосные отложения верхнего палеозоя Воркуты, Урала, Донбасса, Караганды, Кузбасса, Подмосковного бассейна и Заволжья, мезозойские толщи Челябинского, Ачинского, Канского бассейнов и др.

Исследования угленосных толщ велись в нескольких научных центрах и при общности многих черт различались методикой и направленностью работ. Так, Г. А. Иванов (ВСЕГЕИ), предложивший в 1937—1946 гг. первую генетическую классификацию угленосных бассейнов и отложений, применяя циклический метод, обращал особое внимание на изменение гранулометрического состава. Исследованиям Н. В. Логвиненко (Харьковский Государственный Университет) по Донбассу свойственно большее внимание к вещественному составу пород, их вторичным изменениям и вопросам минерало-петрографической корреляции разрезов. Г. Ф. Крашенинников изучал угленосные отложения с формационной точки зрения и предложил классификацию угленосных формаций. Работы угольной группы Геологического института АН СССР по Донбассу и Кузбассу, руководимой Ю. А. Жемчужниковым и В. С. Яблоковым, отличаются широким применением фациально-циклического анализа толщ, выявлением детальных характеристик литологических типов пород и фаций и построением палеогеографических карт по отдельным частям циклов осадконакопления.

На примере изучения конкреций в угленосных и других отложениях А. В. Македоновым сделаны крупные обобщения и разработан конкреционный анализ осадочных толщ. Определенные успехи достигнуты в разработке вопросов вещественно-петрографической и генетической классификации углей (работы Ю. А. Жемчужникова, С. Н. Наумовой, И. Э. Вальц, А. И. Гинзбург, Н. М. Крыловой, А. А. Любер, Л. И. Боголюбовой, П. П. Тимофеева, В. С. Яблокова).

Итогом изучения угленосных отложений СССР явился Атлас карт угленакопления, составленный сотрудниками Лаборатории геологии угля АН СССР, под редакцией И. И. Горского и В. В. Мокринского, серия Атласов углей разных бассейнов Союза, составленных коллективами различных учреждений и многотомное издание «Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР».

В 40—60-е годы в связи с поисками и разведкой на *нефть и газ* проведены значительные и разнообразные литологические исследования, главным образом регионального характера, но частью и теоретические. Последние касались в основном выявления признаков, по которым можно было бы уверенно судить об окислительно-восстановительных условиях в диагенезе осадков. Предложен ряд методов — по так называемому вертикальному редокс-потенциалу (Г. И. Теодорович), по формам серы (Л. А. Гуляева), по формам железа (Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон), по окислительному коэффициенту (В. И. Марченко).

Влияние исследователей привлекала геохимия возможных нефтематеринских свит (К. Ф. Родионова, Г. И. Теодорович, В. Ф. Двали, Н. Б. Вассоевич, Л. А. Гуляева, В. В. Вебер, В. Д. Жабров и др.). Проведены работы по сравнительному изучению соединений органического вещества в современных и древних отложениях и прослежены стадии преобразования органического вещества от осадков к породе (В. В. Вебер). Доказывалось, что нефтепроизводящими свитами могут быть не только глинистые, но и карбонатные, алевритовые и в некоторых случаях даже песчаные отложения. Изучение нефтепроизводящих свит значительно активизировалось после критики органической теории происхождения нефти Н. А. Кудрявцевым, П. Н. Кропоткиным и др., защищающими идею о глубинном происхождении нефти и газа. В связи с этим особенно должны быть отмечены работы В. В. Вебера, Н. Б. Вассоевича и

К. В. Родионовой по генезису нефти, отстаивающих ее органическую природу¹.

Совершенствовалась методика изучения коллекторских свойств горных пород (П. П. Авдусин, А. Г. Алиев, Г. И. Теодорович, А. А. Ханин, М. А. Цветкова, М. К. Калинин, Ф. И. Котюхов, В. И. Гороян, Н. Н. Березин и др.), анализировалось влияние вещественного состава и структурных особенностей пород на их емкостные свойства и способность к нефтеотдаче. Если в довоенные годы практически изучались только гранулярные коллектора обломочных пород, то в последние десятилетия большое внимание уделяется коллекторам трещиноватым (преимущественно в карбонатных породах). Наиболее серьезные и целенаправленные исследования в этой области проведены во ВНИГРИ под руководством Е. М. Смехова (Л. П. Гмид, М. Х. Булач, Е. С. Ромм и др.).

До войны поиски и разведка пластовых месторождений *меди, свинца и цинка* проводились главным образом на основе представлений об их гидротермальном происхождении. После 40-х годов мысль об их первичноосадочном образовании стала все чаще и чаще появляться в литологической литературе (М. М. Константинов, В. М. Попов, В. С. Домарев). Так, например, В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн, В. Д. Шутов, И. П. Дружинин подробно изучили Джезказганское месторождение медистых песчаников, составили фашиально-палеогеографические карты эпохи отложения джезказганской свиты и показали приуроченность месторождения к дельтовой фации бассейна.

В. С. Домарев доказал осадочное происхождение Мангышлакского месторождения медистых песчаников. К осадочным же, но претерпевшим изменения в катагенезе (эпигенезе), было отнесено Удоканское месторождение меди в Забайкалье (Ю. В. Богданов, Н. Н. Бакун, Ф. П. Кренделев и др.).

В 40—60-е годы впервые был поставлен вопрос о возможном осадочном происхождении некоторых месторождений свинцово-цинковых руд, связанных с карбонатными породами. Материалы для такой трактовки были получены при изучении свинцово-цинковых руд фамена Большого Каратау (Е. Е. Захаров и др.), живета Приташкентского района и Ферганы (Л. Н. Абрамович, А. М. Лурье), Джергаланского месторождения в Киргизии (В. Г. Королев, Т. Д. Джумалиев, В. М. Попов). Гипотеза осадочного происхождения этих руд еще не получила общего признания, хотя она, несомненно, представляет интерес, так как раскрывает перспективы для поисков новых промышленных объектов.

Развитие атомной промышленности, вызванное необходимостью освоения новых источников энергетики и укрепления обороноспособности нашей Родины в послевоенные годы, послужило мощным толчком для организации поисков и изучения осадочных месторождений *радиоактивных* и в первую очередь — *урановых руд*.

Интенсивно проводится исследование геохимии (В. В. Щербина, А. И. Перельман, А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов и др.), минералогии (И. Г. Ченцов, В. Г. Мелков, Р. В. Гецева, М. Ф. Каширцева и др.), геологии и закономерностей размещения осадочных урановых месторождений (Д. Я. Суражский, А. И. Семенов, М. Н. Альтгаузен, В. И. Котляр и др.). Детально изучается поведение урана в подземных водах (А. И. Германов, А. А. Смирнов, А. К. Лисицын и др.), механизм образования его концентраций в современных континентальных (А. В. Коченов и др.) и морских (Г. И. Батулин и др.) отложениях, описываются литологические особенности рудосодержащих пород (Д. Г. Сапожников, О. И. Зеленова, И. А. Кондратьева, Г. В. Комарова и др.), делаются по-

¹ Вопросы происхождения нефти и газа в настоящей статье специально не рассматриваются.

пытки построения общей классификации экзогенных урановых месторождений осадочного генезиса (Я. Д. Готман и др.), проводятся физико-химические эксперименты, показывающие поведение урана в водах при нормальных температурах и давлениях (С. А. Брусиловский, М. Б. Се-ребрянникова, Г. Б. Наумов, Т. И. Попова и др.).

При толковании происхождений большой группы урановых месторождений возникли принципиальные расхождения. Одни исследователи, отвергая рудообразующую роль вторичных процессов, рассматривают урановые руды как типично сингенетические осадочные образования (М. Н. Альтгаузен, В. И. Данчев, А. Н. Шевнин и др.). Другие же, наоборот, подчеркивают наложенный характер оруденения и утверждают его эпигенетическое происхождение (А. А. Смирнов, А. И. Германов, В. Н. Холодов, Е. А. Головин, Е. М. Шмариович, Г. В. Грушевой и др.).

Наиболее важными научными достижениями в области изучения месторождений урана следует признать выявление группы месторождений, образованных в стадию катагенеза и выветривания, установление вторичной эпигенетической зональности, контролирующей пространственное положение оруденения в месторождениях этой группы, и разработку методов прогнозирования эпигенетических месторождений путем картирования этой зональности.

Развитие полупроводниковой техники, радиоэлектроники, ракетостроения и других совершенно новых отраслей промышленности в 40—60-х годах заставило обратить внимание на поиски и изучение осадочных месторождений *редких элементов*. Такая работа была начата в ВИМС (В. В. Щербина, Л. Е. Эгель, В. М. Григорьев, А. И. Гинзбург и др.) и в ГЕОХИ (А. Б. Ронов, Д. Н. Пачажанов, А. А. Мигдисов и др.), но главным образом она проводилась в ИМГРЭ (В. Н. Холодов, Ю. Е. Баранов, Т. Ф. Бойко, В. В. Бурков и др.). В результате были выделены и описаны главные типы осадочных редкометалльных месторождений, предложена их рациональная классификация и показана существенная роль вторичных, наложенных процессов, определяющих формирование некоторых редкометалльных месторождений.

Значительное внимание привлекли к себе *россыпные* месторождения золота, платины, алмазов и минералов редких элементов (циркон, монацит, колумбит, пироксенол, касситерит и др.).

Древние и современные аллювиальные россыпи золота изучались на Урале, а также в Ленском районе, в Баргузинской тайге и на Северо-Востоке Союза (Ю. А. Билибин, И. С. Рожков, Н. А. Шило, Г. П. Волярович, Г. Ф. Фосс, С. Г. Мирчинк и др.). В результате активного исследования россыпных золоторудных месторождений были выделены их главные генетические типы, разработаны различные стороны палеогеографического и литолого-фациального анализа, установлен механизм россыпеобразования и показана связь россыпей с коренными источниками, корами выветривания и эпохами оледенения.

Крупным открытием послевоенного периода была находка элювиальных россыпей алмазов в восточной части Сибирской платформы; исследование этих месторождений широко развернулось в 60-х годах (С. И. Рожков, В. С. Трофимов, М. И. Плотникова, Г. Х. Файнштейн, М. М. Одинцова, Л. Н. Зведер и др.). В самое последнее время появились данные о алмазности Русской платформы (В. О. Ружицкий, Г. В. Матвеева, В. П. Алексеева, М. И. Плотникова и др.).

Россыпям минералов редких элементов посвящены работы С. И. Гурвича, М. Г. Дядченко, В. А. Калужного, И. И. Малышева, В. И. Пятнова, А. В. Сидоренко, Н. П. Хераскова, К. В. Потемкина и др.).

К послевоенному периоду относится также новый этап развития геологических работ на *самородную серу* в Средней Азии, Поволжье, на Украине (А. С. Зверев, В. А. Иванов, Е. С. Парникель, В. П. Дрожжев, А. И. Отрешко и др.).

На основе всех этих исследований А. С. Соколов составил обобщающую работу по месторождениям самородной серы, в которой освещены условия их образования, связь с тектоническими структурами, определенными литологическими комплексами и другие закономерности.

Существенным событием явилось открытие Предкарпатского сероносного бассейна, которое вывело нашу страну на одно из первых мест в мире по запасам этого полезного ископаемого (А. С. Соколов, А. А. Унковский, П. В. Цюрупа, Ю. И. Ветров, Н. Д. Елин, А. В. Просняков, В. Г. Юркова и др.).

Наряду с исследованием осадочных месторождений полезных ископаемых в период 40—60-х годов интенсивно осуществлялось изучение *терригенных пород, глин, карбонатных и кремнистых пород*.

При исследовании терригенных образований особое внимание привлекала минералогия породообразующих и аксессуарных компонентов. Песчано-глинистые породы стали рассматриваться как парагенетические ассоциации минералов. В них выделены семейства или типы терригенных образований, связанные с определенной геологической обстановкой (типом материнских пород, тектоникой, климатом) и прослежены их стадийные изменения начиная от регионального эпигенеза (катагенеза) и до перехода осадочных пород в метаморфические. Усиленно разрабатываются классификации песчаников с генетической интерпретацией выделенных групп (А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Н. В. Логвиненко, Г. Н. Пероэно, И. М. Симанович, В. С. Князев, Г. Г. Лемлейн, М. Я. Кац, Л. Б. Рухин, В. Б. Татарский и др.).

После войны был выполнен ряд специальных работ по глинам (М. Ф. Викулова, Н. Е. Веденеева, Ф. В. Чухров, В. П. Петров, А. Г. Коссовская, М. А. Ратеев, Г. В. Карпова, Г. И. Носов, З. И. Шибаева, В. Р. Влодарская, А. Л. Юревич, М. В. Пастухова, И. Д. Зхус). Получено много новых данных, характеризующих разнообразный минеральный состав глин, намечена связь его с климатическими зонами. Установлено (М. В. Пастухова), что в диагенезе осадков соленых водоемов вулканические пеплы интенсивно перерабатываются в гидрослюды и хлорит.

Широким изучением охвачены *карбонатные породы* (М. С. Швецов, Г. И. Бушинский, Г. И. Теодорович, С. Г. Вишняков, И. В. Хворова, Б. В. Татарский, Л. М. Бирина, А. И. Осипова, Д. С. Соколов, Н. М. Страхов и др.). Получена подробная литолого-петрографическая характеристика различных типов известняков и доломитов, их текстур и структур, выяснено разнообразие палеогеографических и тектонических условий их образования, разработана новая классификация карбонатных пород.

Благодаря исследованиям пород Русской платформы, проведенным А. Б. Роновым, стало возможным в первом приближении количественно представить себе объем доломитообразования и его развитие в геологической истории на одном из крупных регионов. В объяснении механизма доломитообразования намечилось несколько точек зрения.

Н. М. Страхов связывает образование доломита главным образом с седиментационными и, отчасти, диагенетическими процессами. Г. И. Теодорович первенствующую роль в доломитообразовании отводит диагенетическим преобразованиям карбонатных илов. С. Г. Вишняков объясняет образование доломитов эпигенетическими процессами.

В 40—60-е годы продолжалось изучение *кремнистых пород* (М. С. Швецов, С. Г. Вишняков, Г. И. Бушинский, В. С. Васильев, Г. А. Каледа, С. М. Точилин, Н. Г. Бродская, А. П. Жузе, В. П. Казаринов, Г. С. Дзоценидзе, И. В. Хворова, Р. Ф. Данковцев и др.). Общеизвестно, что кремнистые породы образуются как хемогенным, так и органическим путем. Однако по поводу генезиса отдельных типов пород и особенно их образования в некоторых районах взгляды исследователей

существенно расходятся. Одни считают, опоки, трепелы, яшмы и другие кремнистые породы биогенными, утратившими свою первичную природу в результате диагенетических преобразований, другие — эти же породы рассматривают как результат чисто хемогенного процесса. Заметные расхождения отмечаются и в оценке роли вулканизма и влияния континентального выветривания в образовании кремнистых пород.

Начатые еще до войны работы И. И. Гинзбурга с сотрудниками по изучению *кор выветривания* на Урале, были продолжены рядом литологов. В. Н. Разумова изучала коры выветривания в Казахстане, В. П. Казаринов исследовал коры восточного обрамления Западной Сибири, Е. А. Додатко и др. работали на Украине, Д. П. Сердюченко — на Кавказе. Н. А. Лисицына изучала геохимию кор выветривания различных районов, В. П. Петров обобщил материалы по корам выветривания СССР и ряда зарубежных стран. В результате этих многочисленных исследований создано представление о площадном и линейном типах кор выветривания, о зональном строении вертикального профиля кор на ультраосновных, основных и кислых магматических породах, о стадийном выветривании минералов материнских пород и минералогии кор вообще, о последовательном выносе элементов из элювия, о рядах подвижности элементов (макро- и микро-) и об эпохах мощного корообразования. В целом постепенно возник крупный раздел литологии, имеющий важнейшее значение для понимания процессов осадочного пороодообразования.

Большой новый материал, полученный при бурении глубоких скважин, начатых по постановлению Правительства в 1947 г., лег в основу *региональных фациально-литологических исследований* и построения *палеогеографических карт*.

Изучение палеогеографии девонских отложений Русской платформы проводилось С. В. Тихомировым, К. Ф. Филиповой, В. Н. Тихим, Р. М. Пистрак, В. Г. Махлаевым, С. Г. Саркисяном, Н. А. Михайловой, С. М. Ароновой, И. Г. Гассановой, А. С. Махначом, Г. П. Батановой и др.

Каменноугольные отложения в течение многих лет изучались М. С. Швецовым и Л. М. Бириной, Г. И. Теодоровичем, В. М. Познером, Г. И. Кириной, Г. С. Порфирьевым, Л. М. Земиной, Н. С. Ильиной, А. А. Рыжовой, И. В. Пахомовой и др. Детальные комплексные литологические и палеозоологические исследования на Русской платформе были проведены по средние- и верхнекаменноугольным отложениям И. В. Хворовой и Е. А. Ивановой, по нижнему карбону — А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской и Е. В. Фоминой. Построенные ими палеогеографические карты весьма точно реконструируют условия осадконакопления в различные моменты палеозоя.

Литология и палеогеография пермских отложений описаны К. Р. Чепиковым, В. Д. Наливкиным, Н. Н. Форшем, Г. С. Порфирьевым, Г. В. Марковой, Д. Ф. Шамовым, С. Г. Саркисяном, Г. И. Теодоровичем и др.

Из работ по мезозойским отложениям европейской части СССР следует отметить исследование меловых толщ Днепровско-Донецкой впадины, выполненное Г. И. Бушинским.

Значительный объем литологических и палеогеографических исследований проведен на Кавказе и Предкавказье (А. Г. Алиев, А. Д. Султанов, В. А. Гроссгейм, К. С. Маслов и др.), а также в Средней Азии (В. И. Попов, А. М. Габрильян, А. Г. Бабаев, А. М. Акрамходжаев, Н. И. Гриднев, Г. Х. Дикенштейн, Г. Н. Куницкая и др.).

Крупные работы выполнены по флишевым отложениям Кавказа и флишу вообще (Н. Б. Вассоевич), по флишу Крыма (Н. В. Логвиненко с сотрудниками) и по каменноугольному флишу Южного Урала (И. В. Хворова). При этом два первых исследователя рассматривали флишевые толщи как отражение частых тектонических движений перемещения знака и крупной амплитуды, а И. В. Хворова — как отложение

мутьевых потоков в тектонически весьма беспокойной зоне рождающейся складчатой системы.

Весьма интересными в методическом отношении являются литологические и палеозоологические исследования, проведенные Р. Ф. Геккером и А. И. Осиповой по палеогену Ферганы. Эта же методика применена ими при изучении карбона Подмосковного бассейна.

Большие исследования мезозоя Западно-Сибирской низменности, связанные с глубоким разведочным бурением на нефть и газ, выполнены коллективом сибирских геологов СНИИГГИМС и ИГиГ СО АН СССР (В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Г. И. Гурова, Ю. П. Казанский, В. И. Будников и др.), а также геологами московских и ленинградских институтов (С. Г. Саркисян, Л. П. Колгина и др.).

Нижнекембрийские отложения Иркутского амфитеатра изучались Я. К. Писарчик, описавшей палеогеографию своеобразного солеродного бассейна в краевой зоне нормального моря.

Итоги палеогеографических исследований в СССР обобщены в Атласах палеогеографических карт (от кембрия до четвертичного периода), издававшихся в 1952, 1961—1962 гг. и созданных большим коллективом геологов из разных учреждений под руководством А. П. Виноградова, В. Н. Верещагина, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова, В. Е. Хаина. В процессе работы уточнены методы построения литолого-палеогеографических и палеотектонических карт, введен количественный критерий в показе литологического состава, типов переслаивания пород, соотношений фаций и осадков и проч.

В литологической литературе 40—60-х годов широко освещались *закономерности пространственного размещения осадочных полезных ископаемых*.

Общая схема распределения пород по основным структурным единицам земной коры (платформы, геосинклинали в стадию нормального режима и в стадию замыкания) была дана Н. М. Страховым (1946).

Попытки выяснить распределение отдельных типов руд и пород по тектоническим структурам были предприняты Ю. К. Горецким для бокситов, Б. М. Гиммельфарбом для фосфоритов СССР и Г. И. Бушинским для древних фосфоритов Азии, А. А. Ивановым для солей и др.

В связи с проблемой пространственного размещения осадочных руд, развивалось учение о формациях — закономерных комплексах осадочных пород (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Н. Б. Вассоевич, И. В. Хворова, В. И. Попов, Л. Б. Рухин, А. В. Пейве, Г. Ф. Крашенинников, Г. А. Иванов, П. П. Тимофеев и др.). Внимание к формационному анализу особенно усилилось после появления работ Н. С. Шатского о марганцерудных, фосфоритоносных, глауконитовых и кремнистых формациях. К сожалению, расхождение в подходе к выделению формаций и в методике их изучения сильно тормозят прогресс в этой области; главные успехи формационного анализа отмечаются в регионально-литологических работах.

Продвинулось изучение *эволюции осадочного процесса*, т. е. возникновения качественных отличий различных типов осадочных пород и руд во времени. Первые обобщения в этой области были даны Н. М. Страховым (1948, 1949). В дальнейшем А. П. Виноградовым, А. Б. Роновым и В. М. Ратынским на основе очень большого аналитического материала по Русской и Североамериканским платформам было показано, что с конца докембрия и доныне происходит убывание в составе карбонатных пород магния и рост кальция; одновременно увеличивается отношение Sr/Ca. Необратимая эволюция угленакопления была описана Ю. А. Жемчужниковым. Г. А. Каледа рассмотрел изменение типов кремнистых отложений во времени. Интересные данные об эволюции фосфатонакопления были обобщены Б. М. Гиммельфарбом, А. И. Смирновым, Н. А. Красильниковой.

Древние коры выветривания, развитые на сильно метаморфизованных породах Фенно-Скандии, описали А. В. Сидоренко и О. И. Лунева; их материалы, в сопоставлении с ранее известными, позволяют охарактеризовать изменение процессов выветривания на протяжении значительного отрезка геологического времени.

В недавней обобщающей статье Н. М. Страхова (1963) развитие аутигенного осадочного породообразования рассматривалось как составная часть цельного процесса эволюции внешних геосфер. При этом им намечены четыре крупных этапа — азойский, археозойский, протерозойский + + рифейский и исторический — послерифейский. Несколько позже (1964) этот вопрос был рассмотрен А. Б. Роновым с привлечением данных по валовому составу песчаников, глин, карбонатных пород и по абсолютной геохронологии возникновения базальтовой и силикатической оболочек литосферы.

Фактический материал, накопленный главным образом в послевоенный период, и частные теоретические исследования были обобщены Н. М. Страховым в «Основах теории литогенеза» (1960—1962) и в «Типах литогенеза и их эволюции в истории Земли» (1963).

В первой из этих монографий, отмеченной Ленинской премией, автор, применяя сравнительно-литологический метод, выделил и подробно охарактеризовал: ледовый, гумидный, аридный и интразональный — вулканогенно-осадочный — типы литогенеза и показал их размещение на поверхности Земли от кембрия и доныне. Во второй работе большое внимание уделено характеристике вулканогенно-осадочных процессов, а также общей схеме эволюции типов литогенеза от древнейших времен докембрия и доныне.

В этих исследованиях Н. М. Страхов показал, что в общую картину зональности типов литогенеза вписывается распределение рудных осадочных скоплений железа, алюминия, марганца, стратифицированные залежи меди, свинца, цинка, залежи фосфоритов, углей и горючих сланцев; таким образом, эта зональность является основой для поисков месторождений полезных ископаемых.

В работе охарактеризованы парагенетические ассоциации рудных концентраций, описан механизм формирования рудных скоплений, очерчена роль диагенеза в образовании осадочных руд.

* * *

Сравнивая литологические знания, добытые за время сороковых — шестидесятых годов, с теми, какие были в 20—30-х годах, нетрудно убедиться, что *второй период развития литологии в СССР был периодом ее бурного расцвета*. В результате резко возросших возможностей изучения вещественного состава пород в литологии возник, наконец, сплошной фронт исследований, охвативший все типы пород, а само познание их минерального состава весьма значительно углубилось. Характерной особенностью второго периода является также резкое расширение и углубление работ по современному осадконакоплению, его закономерностям и механизму и особенно по диагенезу. Полученные в этой области новые данные стали оказывать отчетливое влияние на исследование древних пород и руд. Одновременно происходила существенная идейная переориентация в общей трактовке осадочного породообразования. Наряду с тектоническим режимом, в качестве фактора первостепенного значения стал все чаще привлекаться режим климатический, что позволило конкретно связать осадкообразование с жизнью внешних геосфер — атмосферы и гидросферы — и наметить климатическую зональность осадочного процесса. Большое внимание стало привлекать изучение вулканогенно-осадочного пороодо- и рудообразования и выяснение его роли в общем балансе осадконакопления. Проблема эволюции осадконакопления в истории Земли:

стала на конкретную почву и разрабатывалась на многих объектах. Все глубже стали проникать в литологию методы геохимического исследования и физико-химические данные; литология прогрессивно «химизировалась».

Тем не менее выполненные до сих пор работы не охватили в должной мере ряд крупных теоретических вопросов, разработка которых и является ближайшей задачей литологии. Более подробно эти задачи будут рассмотрены в конце статьи.

4. О НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННЫХ ФОРМАХ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ В СССР

Характеризуя развитие литологии в СССР 40—60-х годов, целесообразно сказать несколько слов относительно организационных форм, постепенно приобретавшихся этой наукой. По неполным данным, в настоящее время литологические исследования ведутся почти в 170 учреждениях Академии наук СССР, Академий наук союзных республик, институтах и геологических управлениях Министерства геологии СССР, Министерства нефтедобывающей промышленности СССР, Министерства химической промышленности, в университетах и вузах, и в институтах других ведомств, в 70 городах Союза.

Начиная с 1952 г. систематически проводятся общесоюзные литологические совещания, на которых обсуждаются крупные проблемы литологии. Особенно важным было I-е Всесоюзное совещание в ноябре 1952 г. в Москве, на котором подведены итоги предшествующей почти четырехлетней дискуссии, посвященной главным образом разбору правомерности и значения метода актуализма и сравнительно-литологического метода, а также оценке теории осадочной дифференциации и закона периодичности осадкообразования Л. В. Пустовалова и связанным с ними более частным проблемам.

В решении совещания по этим вопросам сказано следующее: «...Метод сравнения настоящего с прошлым, являющийся обычным рабочим методом естественно-исторических наук и в работах русских геологов часто обозначавшийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования. Обязательным условием применения этого метода, как и других методов в литологии, является учёт поступательного развития процесса образования осадочных пород в истории Земли.

Совещание считает, что способ решения генетических вопросов путем сравнительного сопоставления разновозрастных пород между собой и древних пород с современными осадками, получивший в советской науке название сравнительно-литологического метода, является методом правомерным и в ряде случаев плодотворным... Этот метод должен развиваться на базе диалектического материализма как часть общенаучного сравнительно-исторического метода, имеющего широкое применение во всех естественно-исторических науках» (Совещание по осадочным породам, вып. II, 1955, стр. 157—158). Одновременно совещание отметило «неправильное отношение Л. В. Пустовалова к этому вопросу», а также «ошибочность определения сравнительно-литологического метода, данного Н. М. Страховым в 1945 г.», выразившуюся в преувеличенной оценке этого метода в программной статье 1945 г.¹

Что касается теории осадочной дифференциации, то совещание, отмечая большую заслугу Л. В. Пустовалова в ее разработке, вместе с тем

¹ Практическое применение этого метода в железорудной монографии Н. М. Страхова, 1947 г. (гл. II и III), а также в монографии того же автора, посвященной известково-доломитовым фациям в современных и древних водоемах (1951) в ходе дискуссии не обсуждалось и не критиковалось.

указало, что «...схема осадочной дифференциации, данная Л. В. Пустоваловым в 1940 г., как выяснилось в ходе дискуссии, не показывает изменений хода осадочной дифференциации в геологической истории Земли и в разных климатических и тектонических условиях, а также не учитывает специфической роли организмов в ходе осадкообразования. Основывающийся на этой схеме «закон периодичности осадкообразования», сформулированный Л. В. Пустоваловым в 1940 г., неправильно связывал периодичность осадкообразования только с мировыми и местными геологическими «революциями», не выявив многогранных связей периодичности осадкообразования с общим необратимым развитием земной коры» (там же, стр. 158). «Совещание отмечает большую роль Н. М. Страхова в разработке ряда важных проблем теории образования осадочных пород, в частности вопросов эволюции осадконакопления в истории Земли» (там же, стр. 158). Решение совещания, а также разработанная им детальная и обширная программа исследований осадочных пород и руд во многом определили дальнейшее развитие литологии в СССР.

В порядке осуществления рекомендаций 1-го Совещания в 1955 г. организована и постоянно действует Межведомственная комиссия по осадочным породам при ОНЗ АН СССР. Также были организованы: Комиссия по глинам, Научный совет по рудообразованию с секциями бокситов и кор выветривания. Комиссией каждые два года проводятся Всесоюзные литологические совещания и ежегодные семинары по отдельным проблемам и вопросам. В заседаниях участвуют сотни литологов разных специальностей и происходит активное обсуждение состояния и задач дальнейших исследований.

С 1963 г. начал выходить новый специальный журнал «Литология и полезные ископаемые». Журнал переводится на английский язык и издается в США.

На вооружении литологов сейчас имеется обширная специальная теоретическая и методическая литература. Достаточно упомянуть работы, вышедшие за последние 20 лет, например, М. С. Швецов «Петрография осадочных пород» (2 изд.— 1948, 3 изд.— 1958 г.), Ю. А. Жемчужников «Общая геология ископаемых углей» (1948), И. А. Преображенский и С. Г. Саркисян «Минералы осадочных пород» (1954), Д. В. Наливкин «Учение о фациях», т. I, II (1955), «Методы изучения осадочных пород», т. I, II, под редакцией Н. М. Страхова (1957) (переведена на французский язык), «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. I, II, под редакцией Л. Б. Рухина и В. Б. Татарского (1958), Г. И. Теодорович «Учение об осадочных породах» (1958), Ю. А. Жемчужников и А. И. Гинзбург «Основы петрологии углей» (1960), Н. М. Страхов «Основы теории литогенеза», т. I, II, III (1960—1962 гг.), Л. Б. Рухин «Основы литологии» (1961) (переведена на немецкий и французский языки), Л. Б. Рухин «Основы общей палеогеографии» (1962), Н. В. Логвиненко «Основы методики исследования осадочных пород» (издание 2-е, 1962), Н. М. Страхов «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963), В. И. Попов, С. Д. Макарова, Ю. В. Станкевич, А. А. Филиппов «Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования» (1963), Л. Н. Ботвинкина «Слоистость осадочных пород» (1962) и «Методическое руководство по изучению слоистости» (1965).

Необходимо отметить также издания различных Атласов: «Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донбасса» под редакцией В. С. Яблокова (1956), «Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы» И. В. Хворовой (1958). В 1962 г. опубликован т. I «Атласа структур и текстур осадочных горных пород» под редакцией А. В. Хабакова, а также ряд Атласов углей различных угольных бассейнов — Донецкого, Кузнецкого, Подмосковного и др.

Подготовлен к печати «Атлас породообразующих известковых и кремневых организмов», составленный В. П. Масловым.

Издание различных Атласов, в которых в сжатой форме изложена характеристика, диагностические и генетические признаки разнообразных пород и даны их зарисовки и фотографии, является ценным практическим пособием при полевых и камеральных работах в геологоразведочных организациях.

5. ЗАДАЧИ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ В СССР

В заключение остановимся вкратце на главнейших задачах современного этапа развития литологии в СССР.

Задач этих три. Первая — это дальнейшее развитие и детализация теории литогенеза, проверка и уточнение ее на новом фактическом материале. Вторая — изучение катагенеза и раннего метаморфизма осадочных пород. Третья — литология докембрия.

Из четырех типов литогенеза наименее охарактеризован вулканогенно-осадочный. Поэтому на его изучение и должно быть в первую очередь направлено внимание литологов. Такая работа ведется, и уже немало опубликовано в этой области: «Осадочные и вулканогенно-осадочные формации» (1963, работы ГИН), «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей» (1966, работы ГИН), «Осадочные и вулканогенные формации» (1966, труды ВСЕГЕИ), «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (1965, «Труды VI Всесоюзного литологического совещания в Тбилиси»), книга Г. С. Дзоценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков» (1965), работы Э. Х. Мадатова и В. Ф. Малеева о пирокластических отложениях и некоторые другие. Статьи в перечисленных сборниках и книгах имеют, однако, главным образом петрографический описательный характер и направлены иногда на фациальный, иногда на формационный анализ вулканогенно-осадочного процесса, но сравнительно мало касаются механизма этого процесса. Другой особенностью выполненных работ является очень слабое использование химии, особенно при анализе рудных накоплений вулканогенно-осадочного типа. Из-за этого давно уже введенное в литературу понятие об отдаленных вулканогенно-осадочных рудоносных формациях до сих пор не получило надлежащего обоснования. Недостаточно выясненным оказывается и определение роли вулканогенного процесса в общем ходе осадконакопления в современный момент и за исторический период развития Земли.

Таким образом, углубление в изучение механизма вулканогенно-осадочного процесса, в его геохимию, а также оценка его значения в общем осадконакоплении являются коренными вопросами, которые надлежит решить в настоящее время и в ближайшем будущем. Понятно, что правильное решение может быть получено лишь путем сочетания данных по современному вулканизму во всех его формах и по вулканизму древнему.

Существенный пробел наблюдается и в познании гумидного и аридного литогенеза. До сих пор геохимия привлекалась к познанию главным образом осадков с кларковыми содержаниями малых элементов, геохимия же осадочного рудного процесса едва начала развиваться. Кроме того, геохимия руд изучается обычно в отрыве от геохимии вмещающих пород.

Обширные работы, проведенные А. Б. Роновым с сотрудниками (Ю. П. Гирин, Г. А. Казаков, А. А. Мигдисов, И. И. Солодков, М. Н. Илюхин и др., ГЕОХИ), касаются целиком кларкового процесса, оставляя в стороне рудный. Это справедливо для работ, опубликованных еще в 50-х годах; но и статьи, появившиеся в последние годы, идут в том же направлении; в них разбирается эволюция химического и минераль-

ного состава песков Русской платформы от кембрия и доныне, особенно геохимии платформ и геосинклинальных зон, геохимия гидролизатов и редких земель в отложениях гумидных и аридных зон. Эти работы дали много интересных данных, но все они касаются обычных пород, а не руд.

Целиком на рудные объекты были направлены и сейчас ведутся геохимические работы в ИМГРЭ, давшие много новых существенных результатов, сведенных в III томе «Геохимии редких элементов» (1966), а также в ряде статей В. Н. Холодова, Ю. Е. Баранова, Т. Ф. Бойко, В. В. Буркова и др. (1963—1967). Но в этих работах рудные накопления изучались без сравнительного исследования геохимии вмещающих пород.

Долгое время геохимические работы в ячейках ГИН, Института океанологии, ИГИРГИ и ряда других научных учреждений также касались кларковых содержаний элементов. И только с 60-х годов геохимические работы в ГИН стали вестись на рудных объектах, в частности, на марганцевых рудах разного фациального типа (современных озерных, морских, океанических, олигоценовых рудах юга СССР, вулканогенно-осадочных рудах палеозоя и мезозоя). При этом исследование геохимии руд осуществлялось на фоне геохимии вмещающих и замещающих руды пород. Опубликованные до сих пор статьи по этим вопросам показывают, что привлечение геохимии к познанию рудного процесса и внедрение сравнительно-геохимического подхода к нему открывают много новых важных сторон в гумидном литогенезе и заслуживают продолжения.

В общем же опыт предыдущих лет заставляет признать, что в углублении наших представлений о механизме гумидного и аридного литогенеза и об его отличиях от вулканогенно-осадочного и начальной стадии аридного — весьма существенную (если не главную) роль должно сыграть широкое применение геохимических исследований пород и особенно — рудных накоплений.

Для успешного проведения этих исследований необходимо ставить их как на современных осадках (континентальных — аллювиальных, озерных, дельтовых; морских, океанических и прочих), так и на древних отложениях того же фациального типа и разного возраста.

Прогрессирующая «химизация» литологии обещает сделать теорию литогенеза (т. е. учение о седиментогенезе и диагенезе) более разработанной и фактически обоснованной, чем она есть сейчас. Ибо геохимия вводит в анализ процесса «число и меру» и позволяет применять методы статистической обработки данных, пока еще очень слабо используемые.

Проблема стадийных изменений сформированных пород по мере их погружения в глубокие горизонты земной коры по-настоящему начала разрабатываться в середине 50-х годов.

Серьезный успех в изучении этой проблемы достигнут в работах А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова по Приверхоянью и прилегающим частям Сибирской платформы; Н. В. Логвиненко и Т. В. Карповой — по Большому Донбассу, Г. Н. Перозио и др. — по мезозою Западно-Сибирской низменности. В итоге исследования многочисленных разрезов авторы выделили крупные зоны, отвечающие стадиям вторичных изменений осадочных пород и показали их независимость от стратиграфических границ осадочных толщ.

Из других работ, внесших большой вклад в разработку учения об эпигенетических (катагенетических) изменениях, следует отметить исследования А. В. Копелиовича. Они базировались главным образом на детальном изучении микроструктур и состава песчаников и выяснили ряд изменений, обусловленных действием на них все возрастающего давления по мере их погружения в более глубокие горизонты земной коры.

За последние годы введено представление о фациях регионального эпигенеза и раннего метаморфизма, наблюдающихся в породах одной и той же стадии.

Отмечая существенные успехи в исследовании стадий осадочного породообразования, нельзя пройти мимо некоторых пробелов в этой области. Один из них заключается в том, что главное внимание исследователей обращено сейчас на стадийный анализ песчаников, алевроитов и глин; остальным породам посвящено значительно меньше работ. Поэтому остается не вполне ясным, как изменяются эти остальные породы на разных этапах катагенеза или регионального эпигенеза и раннего метаморфизма и как коррелируют их изменения с преобразованиями песчано-глинистых отложений.

Вторым пробелом исследования является недостаточное внимание к подземным водам в разрезах осадочных толщ, составу их жидкой и газовой фаз, генезису и взаимодействию с вмещающими породами. Нельзя сомневаться в том, что эти воды (и газы) оказывали влияние на вмещающие их толщи, изменяли состав аутигенных минералов в них, и, стало быть, разработка теории стадийных изменений пород невозможна без учета сложной истории подземных вод и взаимодействия твердой, жидкой и газообразной фаз.

Таким образом, несмотря на заметные успехи в изучении регионально-эпигенетических (катагенетических) изменений, построение общей теории процессов, протекающих на поздних стадиях, все еще остается задачей будущего. Отдельные элементы этой теории можно найти в работах Л. Б. Рухина, Л. В. Пустовалова, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова, А. В. Копелиовича, Г. А. Каледы, Г. Н. Перозио, Н. В. Логвиненко, В. И. Попова и др.

Особую проблему в общем исследовании стадийных изменений пород составляет рудный эпигенез.

Как указывалось выше, он наиболее подробно и убедительно был изучен на примере урановых месторождений, для которых была разработана стройная теория, связывающая их возникновение с проникновением с поверхности в глубину обогащенных ураном кислородсодержащих вод (А. И. Перельман, Е. А. Головин, Е. М. Шмариович, В. Н. Холодов, А. К. Лисицын, А. И. Германов и др.). Но указывались и другие возможности эпигенетического рудообразования, связанные с подъемом вод, нефтей и газов по краям синклинальных структур и геохимическими процессами, происходившими на контактах этих флюидов с кислородной зоной, что вело к образованию серы, целестина, и может быть накоплением некоторых малых элементов — меди, свинца, цинка и др. (А. И. Германов, С. А. Уклонский, В. И. Попов и его сотрудники и др.). Но и в этой области общей теории эпигенетического оруденения, охватывающей все разнообразие его проявлений, пока еще нет. Ее разработка — актуальная задача современного периода развития литологии.

Крупную и самостоятельную задачу составляет изучение *литологии докембрия*, т. е. реконструкция специфики докембрийского литогенеза сравнительно с более поздним, послерифейским. До сих пор литологи и геохимики ограничивались лишь самыми общими гипотетическими высказываниями на этот счет. Пора поставить широкое и систематическое генетическое изучение докембрийских пород. Именно это и должны иметь в виду работы по литологии докембрия. За последние 5—6 лет обнаружилось, например, что в докембрии Кольского полуострова существует докембрийская кора выветривания и несколько горизонтов конгломератов (А. В. Сидоренко, О. И. Лунева), что некоторые метаморфизованные породы Забайкалья представляют собой, по-видимому, сильно измененный флиш (Н. А. Львова), что дистен-кианитовые сланцы содержат конкреции диаспора (В. К. Головенко) и были первично сильно глиноземными сланцами, что в некоторых гранулитовых сланцах и гнейсах

встречается косая слоистость и другие признаки осадочных пород (Д. П. Сердюченко). Установлена характерная аутигенью-минералогическая зональность в джеспилитах, отвечающая зональности осадочных толщ исторического периода (Н. А. Плаксенко, Б. Д. Клагин, Б. И. Пирогов и др.). Все эти факты доказывают, что объективное раскрытие основных черт докембрийского осадко- и рудообразования даже по глубоко метаморфизованным породам теперь уже осуществимо и потому работы в этом направлении должны быть признаны весьма актуальными.

Решение поставленных задач требует дальнейшего развития и совершенствования фациального анализа, формационного анализа, сравнительно-литологического метода, приемов изучения вещественного состава пород, особенно физических и физико-химических (включая изотопный анализ), а также внедрения в литологию экспериментальных и математических методов исследования.

* * *

Подводя итоги развитию литологии в СССР за пятьдесят лет, мы вправе констатировать, что она достигла крупных успехов в познании закономерностей литогенеза и осадочного рудогенеза, имеющих как теоретическое, так и практическое значение.

На XXIII съезде КПСС в апреле 1966 г. была дана высокая оценка работы советских геологов в выявлении и изучении минеральных ресурсов страны; эта оценка относится, конечно, и к литологам.

Можно не сомневаться в том, что советские литологи, обогащенные опытом исследований за прошедший период, с честью выполнят новые задачи и тем самым будут содействовать обеспечению сырьем быстро развивающегося народного хозяйства СССР.

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ
И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ
ОСНОВНЫХ ПОРОД ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ**

Н. А. ЛИСИЦЫНА

ВВЕДЕНИЕ

Влажные тропики — это область наиболее интенсивного развития процессов выветривания. Элювиальные породы здесь широко распространены и представлены максимально измененными разностями. Именно в тропических областях образуются горизонты высокожелезистых и высокоглиноземистых пород, именуемых латеритами. Многие годы классическим разрезом тропического элювия считался разрез, описанный Фоксом (Fox, 1932). В нем коренная порода переходит в каолинизированную, затем в глины литомаржа, на которых залегает пористый мягкий латерит, железисто-глиноземистый латерит с шлаковидной, трубчатой или бобовой структурой и боксит.

Описания тропического элювия, в особенности выполненные в последние годы (Bates, 1962; Горецкий и др., 1963; Волла, 1964; Лажуани, Бонифа, 1964; Allen, Sherman, 1966, 1966; Михайлов, 1966, 1967, и др.), показывают, что схема строения латеритной коры выветривания Фокса не является универсальной. В ряде районов, например Гвинеи, основные и щелочные породы при выветривании переходят непосредственно в существенно гиббситовую породу почти без промежуточных образований глинистого состава, а ультраосновные породы разлагаются до охристых образований, состоящих главным образом из окислов железа.

В других областях, например в Северном Вьетнаме, главная масса элювиальных пород представлена глинами сложного состава, лишь частично гиббситоносными. Естественно, что между этими крайними типами существует ряд промежуточных. К этому следует прибавить и то, что в одних случаях элювиальные образования имеют в верхней части железистый или железисто-глиноземистый горизонт латерита, в других — такие горизонты не образуются.

Все эти данные показывают, что в тропической зоне, как и в других климатических областях, даже на породах близкого состава в разных условиях образуются коры выветривания разного типа. В литературе можно встретить достаточно детальные описания разрезов тропического элювия, иногда — сравнение характерных разрезов для двух различных областей (Allen и Sherman, 1966; Carroll и Hathaway, 1963, и др.), однако типизация их пока не разработана. Многие годы этому серьезно препятствовали два обстоятельства: 1) тот факт, что изучались, как правило, только латериты, т. е. верхняя часть разреза коры выветривания, а не вся ее толща; 2) слабая изученность в ней глинистых минералов.

В настоящей статье в результате изучения многих разрезов, а также привлечения литературных данных мы выделяем характерные типы тропического элювия основных пород.

Главным фактором, влияющим на развитие химического выветривания, является, как известно, климат, а внутри климатических зон — рельеф территории (Страхов, 1960). Последний определяет, в частности, условия водообмена, весьма важные при разложении пород. Эти факторы, а также состав и текстура исходных пород влияют на состав продуктов выветривания и определяют тип элювия. Все изученные нами разрезы, а также взятые из литературных источников формировались в тропиках, в условиях нормального водообмена высоких пенепленов или расчлененных холмистых территорий. Мы не касаемся тех случаев избыточного увлажнения или затрудненного дренажа, оказывающих заметное влияние на состав формирующегося элювия, когда нормальный процесс выветривания изменялся с образованием специфических его типов. Некоторые характерные типы кор, обусловленные разницей геоморфологических обстановок, описаны В. М. Фридландом (1964) в Северном Вьетнаме, Б. М. Михайловым (1967) в Гвинее и т. д. Формирование выделенных нами типов элювия основных пород определяется главным образом различием климатических условий разных областей тропической зоны при относительном сходстве геоморфологических и других условий.

Коротко перечислим материалы, положенные в основу настоящей статьи. Они подразделяются на собранные нами при полевых работах и заимствованные из литературы. К числу первых относятся: образцы элювия порфиритов Северного Вьетнама, элювия базальтов ряда островов Тихого океана, а именно Оаху (Гавайская группа), Таити (о-ва Общества), Уполу (Западное Самоа), Раротонга (о-ва Кука, южные), о-ва Фиджи, Нуку-Хива (Маркизские), элювий порфиритов Батумского побережья Кавказа. Во всех случаях были изучены полные разрезы от материнской до максимального выветрелой в данных условиях породы.

Образцы изучались микроскопически, методами термического, рентгеноструктурного и химического анализов. Все анализы выполнялись в лабораториях Геологического института АН СССР; цифры, взятые из литературных источников, отмечены в таблицах особо.

Поскольку имеющиеся в нашем распоряжении материалы не исчерпывали всего разнообразия продуктов выветривания основных пород, для характеристики весьма своеобразных современных кор Гвинеи были привлечены достаточно детальные работы Ж. П. Лажуани и М. Бонифа (1964), Лили Т. Александер и Д. Т. Кади (Alexander, Cady, 1962), Б. М. Михайлова (1966) и др. Мы воспользовались также результатами работ Кэрролл и Вуф (Carroll a. Woof, 1951) по латеритам Австралии.

Нам удалось выделить четыре типа разрезов тропических кор выветривания основных пород; описание их приводится в настоящей работе.

Не все рассмотренные здесь коры являются современными образованиями. В большинстве случаев процесс продолжается и поныне, но начало его датируется лишь ориентировочно. Для одних оно относится к неогену, для других — к четвертичному периоду.

На фиг. 1 показано размещение изученных разрезов на фоне схематической карты распределения метеорных осадков.

Автор приносит глубокую благодарность всем лицам, которые помогали при полевых сборах материала: сотрудникам Геологической службы Сев. Вьетнама, директору Геофизической обсерватории в г. Апия Дж. Милне (J. Milne), директору Геофизической обсерватории в Палезте доктору Клоду Бло (Claude Blot), сотруднику геологической службы

Франции доктору М. Г. Денефбургу (М. G. Deneufbourg), сотруднику Гавайского геофизического института доктору Д. С. Коксу (Cox) и аспиранту Н. Хаббарду (N. G. Hubbard), сотруднику Научно-исследовательского ин-та ананасов в Гонолулу доктору С. И. Керну (C. I. Kern), сотрудникам Института океанологии АН СССР.

1. РАЗРЕЗ ВЬЕТНАМСКОГО ТИПА

В Северном Вьетнаме была изучена кора выветривания туфов андезитовых порфиритов, залегающих среди осадочных пород индосинийской формации и образовавшихся в период от верхнего карбона до триаса (Fromaget, 1952). Формирование кор выветривания на этих породах началось не ранее конца юры или начала мела и продолжается до сих пор. Об этом свидетельствуют интенсивно разложенные породы на крутых склонах современного рельефа (Фридланд, 1964).

Разрез описан западнее г. Хоа-Бинь ($20^{\circ}50$ с. ш., $105^{\circ}15$ в. д.). Абсолютная отметка обнажения — 150 м над уровнем океана. Среднегодовое количество осадков порядка 2000 мм, $t = 21-24^{\circ}\text{C}$. Элювиальные породы обнажаются в обрыве дороги и представляют собой серовато-сиреневые и розовые глины с остаточной структурой исходного туфа. Вниз по разрезу они переходят в более плотный, но хрупкий буро-зеленый менее выветрелый порфирит и его туф, а затем — в еще более свежий, каменистый. Совершенно свежие, не затронутые выветриванием порфириты или туфы, здесь не встречены.

По данным Фромаже (Fromaget, 1952), они представляют собой серо-черные или зеленые плотные породы. Состав порфиритов варьирует очень мало. Наиболее распространенной разновидностью являются андезиты. Они содержат крупные кристаллы андезина и пироксена. Последние частично окружены микролитами полевого шпата. Породы богаты магнетитом и ильменитом, иногда титаномagnetитом, в промежутках — стекло; миндалины выполнены цеолитом, иногда халцедоном.

Продукты выветривания туфа порфирита по степени измененности подразделяются на три типа: слабо выветрелые, умеренно выветрелые и сильно выветрелые породы. Химический состав их (кроме сильно выветрелых) представлен в табл. 1.

Слабо выветрелые породы контактируют с туфом порфирита. По данным рентгеноструктурного анализа, они сложены хлоритом, смешанно-слоистой фазой хлорит-вермикулита и диоктаэдрической гидрослюда 1 М. В них присутствуют реликтовые минералы исходного туфа: вкрапленники андезина, частично замещенные глинистым минералом, магнетит. Структура туфа сохраняется. Миндалины стекловатых разностей выполнены хлоритом, кварцем или гидроокислами железа. Интересно, что в относительно слабо измененных породах можно видеть признаки интенсивного перераспределения окислов железа и титана. В шлифах хорошо видно, что они выделяются примерно в одно и то же время при разрушении цветных и частичном изменении титаномagnetита. Мощность слабо выветрелых пород в данном разрезе — 3—4 м.

В умеренно выветрелых породах, по данным рентгеноструктурного анализа, преобладает метагаллазит, присутствует примесь диоктаэдрической гидрослюда (1 М) и гематита. Возможна также незначительная примесь вермикулита. Заметных количеств реликтовых минералов в них не отмечено. Пористость этих пород возрастает до 50,8%, мощность составляет 3—4 м.

Общая мощность элювиальной толщи, вскрытой в обрыве дороги, немного больше 7 м. Выветривание порфиритов в нашем разрезе дохо-

Таблица 1

Химический состав продуктов выветривания туфа андезитового порфирита (вес. %), Северный Вьетнам

Коренные породы и продукты выветривания	№ об- раза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ (кварц)	
Кора выветривания	Каолинитовые породы с при- месью гидрослю- ды 1 М и гидро- оксидов железа	В-1 В-2	40,54 38,96	1,93 5,63	19,46 23,58	19,62 14,15	1,44 0,73	0,16 0,18	0,98 0,47	2,03 2,12	0,35 0,07	0,31 0,11	0,72 1,12	8,16 9,80	3,80 3,54	Нет Нес	0,10 Нет	99,63 100,46	11,52 6,26
	Хлорит-верми- кулит-гидрослю- дистая порода с примесью релик- товых минералов	В-3 В-4	44,27 40,87	3,95 2,33	17,02 20,56	18,29 20,49	0,48 0,43	0,11 0,23	0,71 1,30	2,80 1,09	0,07 0,42	3,16 0,22	0,17 0,72	5,53 8,17	3,61 3,15	Нет Нет	Нет 0,10	100,17 100,08	5,20 Не опр.
	Измененный туф андезитового порфирита	В-5	41,06	1,10	18,71	10,73	1,71	Не опр.	1,75	6,02	0,15	2,35	3,40	8,96	2,43	Нет	1,53	99,90	Не опр.
		В-6	52,31	1,87	17,85	11,47	0,73	0,57	3,88	1,04	Нет	3,83	2,72	2,66	1,60	Нет	0,10	101,63	10,30
Коренные породы																			

дит, таким образом, до стадии каолинита (метатагаллаузита). Скорее всего, более интенсивно измененные породы здесь уничтожены эрозией. Предполагаемый состав этих пород известен из работы В. М. Фридланда (1964). Проведенные им термографические исследования максимально измененного базальта показали высокое содержание в нем каолинита. Согласно пересчетам химических анализов, в составе элювия присутствуют следующие минералы (%): кварц 16—4,6; гиббсит 3,8—26,4; каолинит и галлаузит 41,3—60,5; рутил 4,3—6,6; гётит 21,2—33,33 и полевые шпаты 1,6—2,4.

Минеральные преобразования, характерные для данного разреза, таковы: цветные минералы (пироксены) и стекло основной массы на ранней стадии выветривания были превращены в хлорит, дальнейшее изменение которого привело к образованию смешаннослойных структур, представляющих собой беспорядочное чередование хлоритовых и вермикулитовых пакетов. Однако эту фазу следует рассматривать как переходную, поскольку уже в слабо измененных породах преобладающим компонентом становится сильно гидратированная низкотемпературная гидрослюда 1 М, а смешаннослойные образования находятся в подчиненных количествах. Гидрослюда образуется, по-видимому, за счет дальнейшего изменения продуктов разложения хлорита. Скопления гидрослюдистых чешуек наблюдаются и под микроскопом в массе продуктов изменения хлорита. Плагноклазы непосредственно замещаются метатагаллаузитом, близким по структуре к каолиниту, который после обезвожива-

ния приобретает упорядоченную структуру. Гидрослюда также постепенно замещается метагаллуазитом, который составляет главную массу умеренно измененных пород.

Сильно выветрелые породы образуются при дальнейшем их преобразовании в процессе выветривания, которое приводит к разложению глинистых минералов и выделению свободных окислов глинозема. Последний кристаллизуется в виде гиббсита. Об этом мы можем судить на основании данных В. М. Фридланда (1964), приведенных выше.

Итак, в разрезе продуктов выветривания порфирита в Северном Вьетнаме выделяются три типа пород, соответствующие трем стадиям выветривания:

1. Слабо измененные породы — полиминеральные глины, содержащие реликтовые минералы порфирита. В их составе — хлорит, вермикулит, смешаннослойная фаза хлорит-вермикулита, диоктаэдрическая гидрослюда 1 М, примесь метагаллуазита.

2. Умеренно измененные породы — мономинеральные каолиновые (метагаллуазитовые) глины с примесью диоктаэдрической гидрослюды и минералов окислов железа.

3. Сильно измененные породы — гиббсит-каолиновые глины, содержащие минералы гидроокислов железа и титана. Постепенное изменение порфирита охватывает достаточно длительный промежуток времени от конца юры или начала мела (?) до настоящего времени (Фрэмме, 1952; Фридланд, 1964). Этот процесс определяется в значительной степени темпами выноса кремнезема и оснований.

Динамика выноса. Подсчеты, выполненные методом абсолютных масс (Страхов, 1954; Millot, Bonifas, 1955, и др.), показывают, что в начальную стадию разложения первичных минералов с образованием полиминеральных глин (слабо выветрелые породы) выносятся примерно 35—40% кремния и от 60 до 90% оснований от их исходного содержания в порфирите.

В процессе дальнейшего преобразования этих глин в мономинеральные метагаллуазитовые (умеренно выветрелые) породы теряется еще порядка 10—15% кремния, содержание которого в метагаллуазитовых глинах составляет примерно 50% от исходного. Содержание щелочей убывает до 4—18% от начального содержания в порфирите, у магния оно остается равным 35%, по-видимому, за счет примеси реликтовых минералов.

На последней стадии выветривания в гиббсит-галлуазитовой (сильно выветрелой) породе остается примерно 20—25% кремния от исходного, т. е. суммарный его вынос составляет 80%. Основания (K, Na, Mg, Ca) вынесены почти полностью. При этом в продуктах выветривания накапливается до 27% гиббсита при содержании 41% каолинита.

Очевидно, соотношение этих двух минералов может быть и другим, однако в разрезах вьетнамского типа максимально измененные породы, как правило, содержат заметные количества каолиновых минералов, поскольку полного разложения породы до свободных окислов Al, Fe и Ti здесь не происходит. Для элювия вьетнамского типа не характерны железисто-титан-алюминиевые горизонты бобовой структуры, описанные многими авторами в верхней части тропических кор выветривания (Harrassowitz, 1926; Fox, 1932, и др.).

В то же время в Северном Вьетнаме, так же как и в других тропических областях, широко распространены своеобразные бурые железистые или железисто-марганцовистые породы с бобовой, шлакозидной или трубчатой текстурой, которые многими исследователями именуются латеритами (Фридланд, 1964, и др.). Эти в основном поверхностные образования часто слагают протяженные горизонты и достигают мощности нескольких метров. Они формируются на породах разного состава и разной степени измененности, вплоть до почти свежих. Это обстоятельство

позволяет считать такие горизонты наложенными и генетически не связанными с породами субстрата (Фридланд, 1964). Именно поэтому только немногие из них, образовавшиеся на глубоко измененных породах, содержат в своем составе свободный глинозем. Что касается железа и марганца, то эти элементы, по данным В. М. Фридланда (1964), приносятся грунтовыми водами из относительно возвышенных участков рельефа, например из верхних частей склонов.

Следовательно, распространенные в Северном Вьетнаме железистые породы инфильтрационного генезиса представляют собой наложенные образования, но не конечные продукты латеритного выветривания.

Приведем некоторые примеры элювия вьетнамского типа. Сопоставление их представлено в табл. 2. Это разрезы четвертичного — современного элювия порфиритов батумского побережья Кавказа, современного элювия базальтов острова Гуам (Марианская группа), третично-современного элювия базальта из районов Кампу-Гранди (Бразилия) и штата Орегон (США). Во всех разрезах могут быть выделены те же три типа выветрелых пород, соответствующие трем стадиям изменения, которые были отмечены в Северном Вьетнаме.

Слабо измененные породы полиминеральны. В их составе преобладают хлорит и продукты его разложения, иногда нонтронит или монтмориллонит. Здесь присутствует также примесь других глинистых минералов, свойственных более выветрелым породам. Пестроту состава усугубляют частично сохранившиеся реликтовые минералы исходных пород. Мощность слабо измененных продуктов, как правило, небольшая — 1—5 м. Умеренно измененные породы сложены каолинит-металлауазитовыми глинами, мощность которых в разных разрезах колеблется от 3 до 20 (?) м. В ряде случаев эти два типа пород не расчленены и описаны как единая глинистая толща (разрезы Бразилии, шт. Орегон).

Сильно выветрелые породы имеют гиббсит-каолинитовый состав, иногда с примесью бёмита, окислов железа и титана. Содержание глинозема колеблется в них от 3 до 26,5% в Северном Вьетнаме и на Батумском побережье и достигает 60% в шт. Орегон. Количество каолинита меняется от нескольких до 60%.

Поскольку в трех из рассмотренных нами разрезов процесс выветривания продолжается и доныне, мы можем в какой-то мере охарактеризовать природные условия, которые его определяют.

По характеру рельефа области развития коры выветривания вьетнамского типа представляют собой хорошо дренированные холмистые и низкорослые территории с абсолютными отметками от 20 до 400 м (разрезы Вьетнама, Батумского побережья), либо плато с абсолютными отметками 20—700 м (разрезы Бразилии).

Среднегодовая температура этих областей — 13—25°С, среднее количество осадков в год — от 2000 и до 2500 мм. О климате периода развития неоген-четвертичных кор можно судить лишь по косвенным данным. В шт. Орегон, например, климат периода интенсивного выветривания, по данным споро-пыльцевого анализа, был умеренным, но и несколько более влажным, чем современный, т. е. среднегодовое количество осадков превышало 2000 мм (Allen, Sherman, 1966).

Одним из определяющих факторов в формировании профиля выветривания является продолжительность элювиального процесса. Аллен и Шерман приводят данные Тримбла, согласно которым бокситы и подстилающая их толща элювиальных глин образовались за 15—20 млн. лет.

2. РАЗРЕЗ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

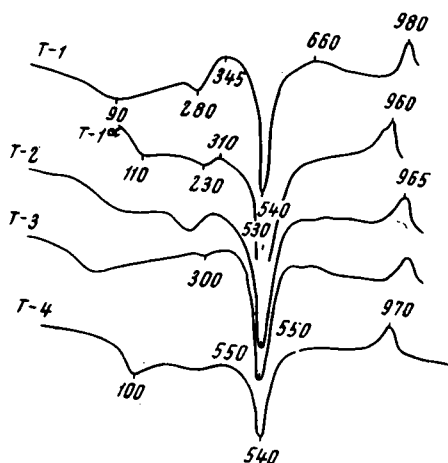
Разрез тихоокеанского типа весьма характерен для элювиальных пород вулканических островов Тихого океана. Из них наиболее полно изучен элювий базальтов Гавайских островов, состав и строение кото-

Возраст элювия	Коренные породы	Слабо выветренные породы	Умеренно выветренные породы	Сильно выветренные породы	Степень измененности пород	Северный Вьетнам, Хоа-Бинь Абс. отм. 150 м, среднегодовая t (+) 21— (+) 24° С, среднегодовое колич. осадков 2000 мм	Батумское побережье Кавказа (Чаква, Анасеули), по Н. А. Лисицыной (1962). Абс. отм. 20—400 м, среднегодовая t +13° С, среднегодовое колич. осадков до 2500 мм	Остров Гуам, Марнанская группа (Carroll a. Hathaway, 1963). Абс. отм. 80—200 м, среднегодовая t +27° С, среднегодовое колич. осадков до 2260 мм	Кампу-Гранди, Бразилия, по И. И. Гинзбургу, Г. Э. Наджаковой, А. П. Никитиной (1962). Абс. отм. 400—500 м, среднегодовая t +20 С, среднегодовое колич. осадков 1300 мм	Штат Орегон, США (Allen, Sherman, 1965, 1966). Абс. отм. 200—500 м, среднегодовая t ° (?), среднегодовое колич. осадков >2000 мм (?)
						Гиббсит-каолининовые (метагаллуазитовые) глины, содержащие минералы гидрокислов железа и титана Мощность 4,2 м	Гиббсит-каолининовые (метагаллуазитовые), участками гиббситовые, породы с гидроокислами железа (Анасеули) Мощность 2—3 м	Гиббсит-каолининовые (галлуазитовые) породы Мощность до 3 м	Гиббсит-каолининовые (метагаллуазитовые) глины с примесью гётита, гематита, окислов титана и аксессуарных Мощность 0,3—0,5 м	Преимущественно гиббситовая порода с примесью бёмита, гётита, гематита, маггемита, лейкоксена, реликтовых ильменита и титаномагнетита. Мощности 21 м
						Мономинеральные, каолининовые (метагаллуазитовые) глины с примесью диоктаэдрической гидрослюда и минералов окислов железа Мощность 3—4 м	Мономинеральные каолининовые (метагаллуазитовые) породы с примесью гётита и гидрогётита, иногда гиббсита (Анасеули) Мощность до 15 м	Нерасчлененная толща глин, в верхней части галлуазитовых, в нижней — монтмориллонитовых. Переход через смешаннослойную фазу	Нерасчлененная толща полиминеральных глин с примесью реликтовых минералов. В составе: гидрохлорит (типа джефферизита), метагаллуазит, гематит, гётит и лейкоксен	Нерасчлененная толща поли- и мономинеральных глин с примесью реликтовых минералов. В составе: каолинит, галлуазит, нонтронит
						Полиминеральные глины с примесью реликтовых минералов. В составе: хлорит, вермикулит, смешаннослойная фаза хлорит-вермикулита, диоктаэдрическая слюда 1 М, примесь метагаллуазита, окислы железа Мощность 3—4 м	Полиминеральные глины с примесью реликтовых минералов. В составе: триоктаэдрический хлорит с примесью метагаллуазита и гётита, местами гиббсит-псевдоморфозы по лабрадору, авгиту и др. Иногда монтмориллонит по цветным (р-н Анасеули) Мощность 5 м	Мощность 15 м	Мощность 1—1,5 м	Мощность 31 м
						Андезитовый порфирит и его туф	Авгит-лабрадорный порфирит и его туф	Андезитовый и оливиновый базальты и их туфы	Базальт	Платобазальт
						Начало мела (?) до современного	Четвертичный до современного	Современный	Третичный (?) до современного	Средний миоцен — средний плейстоцен

рого описаны в работах Хоуга, Гила и Фостера (Hough, Gile a. Foster, 1941), Аббота (Abbot, 1958), Бейтса (Bates, 1962), Шермана (Sherman, 1949, 1950), Аллена и Шермана (Allen, Sherman, 1965, 1966) и др.

В разрезе элювия оливинового базальта эти авторы выделяют два типа пород: менее измененные глинистые, преимущественно каолинит-метагаллуазитовые и более измененные гиббситовые или каолинит-гиббситовые.

Как показало изучение кор выветривания базальтов на островах Оаху (Гавайские), Таити, Уполу (Западное Самоа), Раротонга (острова Кука), все они близки по составу и имеют то же строение, что и кора на Гавайских островах. В качестве примера приведем описание разреза



Фиг. 2. Термические кривые продуктов выветривания оливинового базальта. Остров Таити

T-1, T-1^a, T-2 — сильно измененные гиббсит-каолинитовые породы; T-3 и T-4 — умеренно измененные каолинитовые метагаллуазитовые породы

элювия базальта на о. Таити. Разрез изучался в окрестностях г. Папезте (17°40 ю. ш., 149°25 з. д.), в долине р. Фаутауа. Среднегодовая температура здесь равна 25°С, количество осадков — около 2000 мм/год. Элювиальные породы обнажаются на высоте 250—300 м над уровнем океана и имеют такое же характерное строение, как и гавайские. В толще глин кирпично-красного цвета, сохраняющих структуру базальта, присутствуют «ядра» свежей породы, окруженные «скорлупой» зеленовато-серой и желтой слабо выветрелой.

Граница между плотным базальтом ядра и оболочками обычно резкая, между оболочками и вмещающей глиной — постепенная. Размер ядер колеблется от сантиметров до 1—1,5 м.

Оливиновый базальт в ядрах имеет полнокристаллическую пор-

фировую структуру. По минеральному и химическому составу обе обнаруженные здесь разновидности близки к ранее исследованным Иддингсом и Морлеем (Iddings a. Morley, 1918).

В продуктах выветривания оливинового базальта, по данным микроскопии, термического и рентгеноструктурного анализов, могут быть выделены два типа пород, соответствующие двум стадиям изменения базальта:

1) умеренно измененные каолинитовые (метагаллуазитовые) породы с примесью окислов железа и титана, а также реликтовых минералов;

2) сильно измененные гиббсит-каолинитовые породы. Реликтовая структура базальта сохраняется в тех и других. Умеренно измененные породы соответствуют ближним оболочкам около «ядер» свежего базальта, сильно выветрелые — вмещающей глине. В разрезе породы той и другой разновидности не образуют протяженных горизонтов, а окружают останцы, или «ядра», свежего базальта.

На фиг. 2 представлены термические кривые этих пород. Две нижние соответствуют относительно слабо измененным породам первого типа, в которых помимо реликтовых минералов базальта заметную роль играет каолинитовый минерал. Его присутствие подтверждается эндотермическими пиками при 530—540° и экзотермическим пиком при 930—970°, а также небольшим эндотермическим при 100°. В более измененных породах второго типа (три верхние кривые) наряду с каолинитовым минералом присутствуют гиббсит и гидроокислы железа, которые от-

ражены на кривых нагревания дополнительным эндозэффектом при 280—290°. По данным химического анализа (табл. 3), здесь концентрируются и окислы титана.

В умеренно измененных породах первого типа содержание реликтовых минералов достигает 20—25%. Это главным образом магнетит и авгит, измененные в разной степени. Из вновь образованных преобладает минерал типа каолинита, который составляет иногда 55% породы, и гидроокислы железа. Пористость этих пород, вычисленная по методу Мельчера (1948), достигает 46% против 8—10% в исходном базальте.

Количественно-минеральный состав сильно измененных пород представлен в табл. 4. Цифры получены путем пересчета химических анализов табл. 3.

Данные табл. 4 показывают, что гиббсит-каолиновые породы менее чем наполовину (45—50%) состоят из минерала группы каолинита, вторую половину составляют свободные окислы алюминия, железа и титана, включая магнетит. Первичная структура базальта здесь заметна, однако наблюдаются следы перераспределения глинозема и гидроокислов железа. Пористость достигает 58%.

При выветривании оливинового базальта цветные (оливин и пироксен) замещаются идингситом, который далее разлагается и частично выщелачивается, а частично замещается гидроокислами железа. Иногда наблюдается непосредственное образование псевдоморфоз гидроокислов железа по цветным (фиг. 3, в, г). Плаггиоклаз замещается каолиновым минералом (фиг. 3, а). При дальнейшем разложении остается лишь микропористая масса (фиг. 3, б). Al_2O_3 освобождается и кристаллизуется в пустотах в виде гиббсита, частично он остается в контурах кристаллов плаггиоклаза (фиг. 3, д), а частично выполняет поры и трещины в породе или образует кристаллические корки на их стенках. Наблюдается такая же начальная стадия перераспределения окислов железа (и титана (?); фиг. 3, е). Образования твердого шлаковидного или желвакового железисто-глиноземистого горизонта латерита здесь не наблюдается.

Сопоставление разрезов, подобных Таитянскому, приведено в табл. 5. Из таблицы видно, что состав и строение элювиальных пород всюду однокобразные. Как правило, выделяются два типа пород:

- 1) менее измененные каолиновые (метагаллуазитовые?);
- 2) более измененные гиббсит-каолиновые (метагаллуазитовые?):

Такое же строение имеет описанный нами разрез коры выветривания оливинового базальта на Маркизских островах (остров Нуку-Хива), а также изученные В. П. Петровым (1962) продукты выветривания базальта в Юго-Восточной Азии.

Для всех этих разрезов характерно непосредственное изменение первичных минералов в каолиновые. Трехслойные глинистые минералы типа хлоритов, монтмориллонита и т. д., типичные для первой стадии изменения пород во вьетнамском разрезе, здесь не образуют протяженных зон или пачек значительной мощности и встречаются лишь в виде псевдоморфоз по отдельным минеральным зернам.

Остаточные железисто-глиноземистые породы специфической текстуры (латериты) для рассмотренных нами разрезов тихоокеанского типа не характерны. Однако в ряде мест Шерман (Sherman, 1950) описал твердые красно-бурые шлаковидные породы, обогащенные окислами железа и титана. Они подстилаются желто- или красно-бурой рыхлой породой и имеют максимальную мощность 1,3 м. Распространение их ограничено: латериты подобного строения известны только на трех островах Гавайской группы. По данным Шермана, они образуются в особо благоприятных условиях латеральной циркуляции грунтовых вод.

Динамика выноса кремния и оснований. Более резкому переходу от исходных минералов к каолиновым должна соответство-

Таблица 3

Химический состав оливинового базальта и продуктов его выветривания (вес. %), о. Таити

Коренные породы и продукты выветривания		№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	Сумма	SiO ₂ (кварц)
Кора выветривания	Гиббсит-каолинитовые породы с примесью окислов железа и титана	T-1	21,21	6,57	22,16	30,12	3,70	0,48	0,54	0,32	0,14	0,08	0,07	10,50	4,04	Нет	0,12	100,05	Нет
		T-2	27,40	6,98	24,16	22,15	3,74	0,48	0,30	0,73	0,17	0,14	0,10	9,77	3,96	»	Нет	100,09	0,16
		T-3	24,14	5,75	23,19	28,25	2,24	0,34	0,60	0,52	0,17	0,34	0,07	10,41	4,02	»	»	100,04	Нет
	Каолинитовые породы с примесью реликтовых минералов	T-4	35,65	4,11	14,51	17,28	3,49	0,32	4,95	9,09	0,28	0,42	0,85	5,52	3,31	Нет	»	99,78	Нет
		T-5	38,67	3,28	11,97	8,34	8,45	0,27	8,51	13,59	0,24	0,55	0,74	3,24	2,02	»	»	99,84	»
Коренные породы	Оливиновый базальт	T-6	44,26	4,63	14,34	3,54	8,55	0,87	10,61	5,18	0,20	3,74	0,92	1,65	0,60	Нет	0,46	99,55	Нет
		T-7	39,77	4,11	14,96	7,06	7,58	0,44	12,19	6,69	0,21	0,81	1,00	3,34	2,12	»	Нет	100,23	»
		T-8	42,40	3,28	10,76	9,31	4,32	0,34	12,07	12,62	0,19	1,34	0,84	1,44	1,82	»	»	100,73	»
		T-9	43,76	4,83	14,32	8,02	5,74	0,85	10,35	5,03	0,21	3,05	1,55	1,37	0,43	»	»	99,52	0,36
		T-10*	42,78	2,66	9,26	2,00	10,82	0,50	14,37	12,44	0,43	2,89	1,24	0,40	0,05	Не опр.		99,84	Не опр.
		T-11*	43,05	3,00	9,21	1,90	10,21	2,21	10,15	13,41	0,36	3,58	0,73	0,87	0,80	»	»	99,58	» »

* По Иддингсу и Морлею (1918).

Минеральный состав сильно измененных продуктов выветривания базальта, о. Таити

Порода	№ образца	Минералы, %						
		каолинит	гиббсит	гидроокислы и окислы железа	магнетит	окислы титана	реликтовые алюмосиликаты	сумма
Гиббсит-каолинитовые породы	T-1	45,6	6,3	24,36	11,9	6,6	— ?	94,8
	T-3	51,9	4,1	25,03	7,2	5,8	?	94,00

вать другая динамика выноса кремния и оснований при выветривании, отличная от вьетнамской. В самом деле, подсчет по методу абсолютных масс показывает, что в начальную стадию формирования каолинитовых пород в разных разрезах выносятся от 44 до 70% кремния от его содержания в исходном базальте и от 86 до 97% оснований. Исключение представляет разрез Таити, где основания как бы консервируются в реликтовых минералах. Образование гиббсит-каолинитовых продуктов происходит с потерей еще 10—30% кремния, в породе остается, таким образом, 20—24% от исходного кремния. Щелочи выносятся почти полностью. Из этих цифр видно, что в начальную стадию при разложении исходного базальта выносятся в полтора раза больше кремния, чем в другом, вьетнамском типе разреза.

Условия формирования элювия Тихоокеанского типа лучше всего изучены для Гавайских островов (Hough, Gile a. Foster, 1941; Allen, Sherman, 1965, 1966 и др.). По данным Хоуга, Гила и Фостера, описавших 21 почвенный профиль на Гавайских островах, свободный глинозем образуется при среднегодовом количестве осадков не менее 80 дюймов (2032 мм). Более глубокое разложение породы и формирование боксита требует, по данным Аллена и Шермана, особых условий «латеральной циркуляции» подземных вод. Изученные нами коры выветривания других островов Тихого океана расположены на возвышенных, хорошо дренированных участках рельефа. Обычное количество осадков, как это следует из табл. 5, колеблется в среднем от 2100 до 3500 мм в год, при среднегодовой температуре 24—27°С.

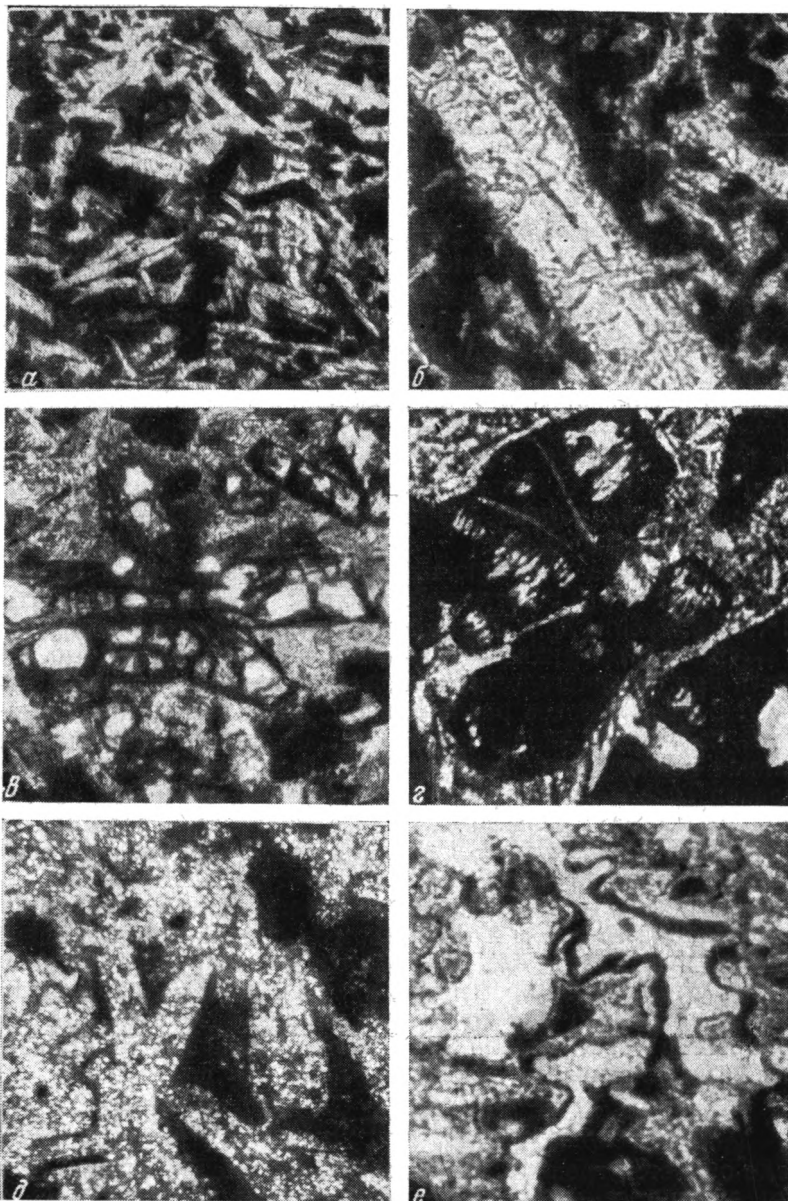
Продолжительность выветривания тихоокеанского типа приблизительно подсчитана Алленом и Шерманом (1966) на примере элювия базальта на острове Кауаи, где образуются бокситы. Она оценивается в 1,4 млн. лет. Этот период времени по крайней мере в 10 раз короче, чем тот, в течение которого формировалась кора выветривания на платобазальтах Орегона (вьетнамский тип), соответственно и темп выветривания здесь намного выше.

3. РАЗРЕЗ АВСТРАЛИЙСКОГО ТИПА

В ряде областей тропической зоны широко распространен несколько иной тип элювия основных пород, отличный и от вьетнамского, и от тихоокеанского. Характерный для этого типа разрез описан Д. Кэрролл и М. Вуф (Carroll a. Woof, 1951), вблизи Инверелла (Новый Южный Уэльс, Австралия). Возраст элювиальной толщи позднемиоценовый — плиоценовый.

Продукты выветривания оливинового базальта. Исходная порода — оливиновый базальт — вверх по разрезу переходит в глинистую толщу, в нижней части коричневою до оливково-зеленой, с остаточной структурой базальта. В верхней части глины имеют пятнистую красно-белую окраску. Мощность более 3 м.

Выше глины залегает горизонт гиббситовых конкреций, сцементированных глинистым материалом оранжевого цвета с примесью окислов железа и титана. Мощность 1,1 м.



Фиг. 3. Продукты выветривания оливинового базальта

a — умеренно измененный оливиновый базальт, о. Оаху. Участок основной массы. Сохранилась интерсертальная структура, $\times 72$, николь один; *б* — та же порода, видны скелетные псевдоморфозы каолинитового минерала (метагаллуазита) по плагиоклазу, $\times 72$, николь один; *в* — умеренно измененный оливиновый базальт, о. Таити. Кристаллы пироксена частично выщелочены, частично замещены гидроокислами железа (черное), $\times 150$, николи +; *г* — сильно измененный оливиновый базальт, о. Оаху. Кристаллы оливина замещены окислами железа (черное), в пустотах гиббсит, $\times 150$, николь один; *д* — сильно измененный оливиновый базальт. Маркизские острова. Гиббсит замещает лейсты плагиоклаза, $\times 150$, николи +; *е* — сильно измененный оливиновый базальт, о. Оаху. Каемки кристаллического гиббсита (светлое) и гидроокислы железа на стенках пор (темное), $\times 150$, николь один

Таблица 5

Сопоставление разрезов элювия базальта, тихоокеанский тип

	Таити, острова Общества, доли- на Фаутауа. Абс. отм. 250—300 м, среднегодовая $t + 25^{\circ}\text{C}$, среднего- довое колич. осадков около 2000 мм	Оаху, Гавайские острова, зап. часть хребта Куулау. Абс. отм. 400 м, среднегодовая $t + 24^{\circ}\text{C}$, средне- годовое колич. осадков до 3500 мм	Уполу, Западное Самоа, у побе- режья, восточнее г. Апия, средне- годовая $t + 27^{\circ}\text{C}$, среднегодовое ко- личество осадков > 2500 мм	Рарогонга, Острова Кука, южная группа. Среднегодовая $t (+) 24 -$ $(+) 25^{\circ}\text{C}$, среднегодовое колич. осад- ков 2100 мм
Сильно выветре- лые породы	Гиббсит-каолиновые (метagalлу- азитовые?) глины. В составе: мине- рал группы каолинита и гиббсит, а также гидроокислы железа и ти- тана, реликтовый магнетит и про- дукты его изменения	Гиббсит-каолиновые (метagalлу- азитовые?) глины. В составе: ми- нерал группы каолинита и гиббсит, гидроокислы железа и титана, маг- нетит, продукты его изменения	Гиббсит-каолиновые (метagalлу- азитовые глины)	Гиббсит-каолиновые породы
Умеренно вывет- релые породы	Мономинеральные каолинит-мета- галлуазитовые(?) глины с примесью реликтовых минералов (магнетит, авгит, до 25% породы) Видимая мощность элювия бо- лее 5 м	Мономинеральные каолинит-мета- галлуазитовые глины с небольшой примесью реликтовых минералов Видимая мощность элювия бо- лее 30 м	Мономинеральные каолинит-мета- галлуазитовые (?) глины с неболь- шой примесью реликтовых минера- лов Видимая мощность элювия 8—15 м	Мономинеральные метagalлуази- товые (?) глины, содержащие ре- ликтовые минералы (основной пла- гиоклаз, авгит, магнетит, ильменит, иддингсит) Видимая мощность более 30 м
Коренные породы	Оливиновый базальт	Оливиновый базальт	Оливиновый базальт	Вулканическая брекчия
Возраст элювия	? — до современного	Плейстоцен — четвертичный до современного	Четвертичный до современного ?	? — до современного

Непосредственно под почвой наблюдается твердый горизонт, состоящий из конкреций гематита и гётита, сцементированных каолининовой глиной. Мощность 2,7 м.

Как видно из этого макроскопического описания, разрез разделяется на две части: нижнюю глинистую и верхнюю конкреционную. По результатам рентгеноструктурного и химического анализов Кэролл и Вуф рассчитали нормативный состав тех и других пород (табл. 6).

Таблица 6

Минеральный состав тонкой фракции (<2 мм) продуктов выветривания оливинового базальта, Инверелл, Австралия
(по Кэролл и Вуф, 1951)

Минералы, %	Каолинит (галлуазит)	Гиббсит	Гематит	Гетит	Ильменит	Анализ	Лейкоксен	Остальные
породы коры выветривания								
Твердый желваковый горизонт	20	59	6	—	7	0—4	0—8	0—3
Зона гиббситовых конкреций	6—22	37—90	0—3	—	0—4	—	0—36	1—5
Гиббсит каолининовые глины	52—72	15—23	1—6	—	0—2	2—6	—	6—15

Согласно этим данным, в разрезе коры выветривания оливинового базальта Инверелла выделяются две зоны, отличающиеся не только по структурно-текстурным признакам, но и по минеральному составу: нижняя зона гиббсит-каолининовых глин и верхняя конкреционная зона гиббситового состава с примесью каолинита, минералов окислов железа и титана. Верхняя ее часть более железистая, возможно, носит следы влияния инфильтрационных процессов.

Сопоставляя этот разрез с разрезами тихоокеанского и вьетнамского типов, видим, что в нем отсутствует не только нижняя зона полиминеральных глин, характерная для вьетнамского типа, но и зона мономинеральных каолининовых глин, хорошо выдерживающаяся в тихоокеанских разрезах. В Инверелле непосредственно на базальтах развиваются гиббситоносные глинистые породы, обогащенные свободным глиноземом. Это обстоятельство свидетельствует о более резком переходе от свежей к выветрелой породе, чем это наблюдалось ранее. Самые нижние зоны вьетнамского и тихоокеанского типов разреза выпадают. Зато в верхней части разрез как бы надстраивается зоной конкреций, которая отсутствовала или встречалась эпизодически (Гавайские острова) в тех разрезах. Породы этой зоны состоят преимущественно (на 90%) из остаточных окислов и гидроокислов алюминия, железа и титана (см. табл. 6) и представляют собой латерит с содержанием каолинита до 20—22%. Преобладание в породе свободных окислов способствует их перераспределению и образованию конкреционных структур.

Если в верхней части тихоокеанского разреза наблюдались лишь следы перераспределения алюминия и железа, например колломорфные сгустки или корочки на стенках пор и трещин, то в австралийском разрезе это перераспределение завершается развитием конкреционной структуры.

Динамика выноса кремнезема и оснований. Рассчитано, что формирование нижней гиббсит-каолининовой зоны сопровождалось выносом более половины кремнезема. В самой выветрелой породе сохраняется не более 10% кремнезема от его исходного содержания. Таким образом, в настоящем разрезе максимально выносилось до 90% кремнезема. Основания выщелачивались почти полностью в начале процесса.

Как отмечают Кэролл и Вуф, элювий основных пород, сходный по

составу и строению с изученным вблизи Инверелла, имеет широкое распространение в ряде областей Западной и Северной Австралии, в Квинсленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории, на Тасмании.

В Западной Австралии коры выветривания покрывают пепеллен, слабо расчлененный эрозией, в восточных районах участки латеритного покрова развиты в областях более расчлененного холмистого рельефа. Судя по описаниям Фокса (Fox, 1932) и более поздним (Roy Chowdhury, 1958), австралийский тип элювия широко распространен и в Индии. Климат жаркий и влажный.

Примером современного элювия австралийского типа может также служить кора выветривания пироксенового андезита в Сараваке (р-н Манггу — Белиана), описанная Вольфенденом (1964). В разрезе выветрелой толщи автор выделяет бокситизированный андезит, залегающий непосредственно на материнской породе, и покрывающий его боксит.

Бокситизированный андезит сохраняет трахитовую структуру андезита, но состоит из гиббсита, минерала каолиновой группы, гидроокислов железа и титана, остаточного магнетита и рутила. Содержание Al_2O_3 составляет в нем 29, SiO_2 —34%. Боксит приобретает конкреционную структуру, однако под микроскопом наблюдаются реликты трахитовой структуры. Конкрекции боксита состоят из гиббсита, окислов железа и титана, в цементе присутствует каолинит. Содержание Al_2O_3 составляет 56, SiO_2 — около 2%.

Здесь, как и в разрезе Инверелла, исходная порода переходит в гиббсит-каолинитовую, а затем в существенно гиббситовую.

Выветривание происходит при свободном водообмене хорошо дренированных слабо расчлененных пенепленов или холмистых территорий. Среднегодовая температура мало отличается от таковой в областях развития тихоокеанского элювия, осадки более обильные (см. фиг. 1).

4. РАЗРЕЗ ГВИНЕЙСКОГО ТИПА

Еще более резкий переход от исходной породы к продуктам выветривания характерен для элювия гвинейского типа, разрез которого описан Б. М. Михайловым (1966) в западной части Либерийского щита (Лесная Гвинея).

Рельеф этого района среднегорный с абсолютными отметками 1300—1700 м и относительными превышениями 50—300 м. Климат тропический, среднегодовая температура (+)25—(+)26° С, количество атмосферных осадков колеблется от 1200—1400 до 400—4500 мм в год.

Продукты выветривания долеритов. Долерит в основании разреза имеет порфировую структуру и содержит редкие вкрапления плагиоклазов. Структура основной массы офитовая, главные породообразующие минералы — лабрадор и пироксен-пижонит — авгитового ряда.

Переход от свежей породы к выветрелой крайне резкий. В разрезе элювиальной толщи Б. М. Михайловым выделены:

- | | |
|--|------------|
| 1. Выщелоченный долерит | 0,25—0,5 м |
| 2. Структурный боксит, внизу плотный, пластичный, в верхней части пронизанный корнями растений | 12 м |
| 3. Кираса — конгломерат, состоящий из обломков боксита, сцементированных гидроокислами железа и алюминия | 0,5 м |
- Общая мощность 10—15 м.

Породы исследовались под микроскопом, методом термического и рентгеноструктурного анализов, а также анализировались химически (табл. 7).

По этим данным в составе выщелоченного долерита установлены гиббсит, гётит и небольшое количество глинистого минерала. Значитель-

ная часть материала долерита здесь выщелочена, объемный вес породы уменьшается вдвое по сравнению с исходным долеритом и составляет 1,4—1,7 г/см³.

Структурный боксит имеет примерно такой же объемный вес и сохраняет реликтовую структуру. В его составе определены гиббсит, гётит и гематит.

Кираса, залегающая выше, состоит из обломков структурного боксита, с которым она связана постепенным переходом. Цементом служат колломорфные гидроокислы железа и глинозем. В ряде случаев в составе кирасы присутствует кварц. Этот факт, а также наблюдаемая местами слоистость показывают, что кираса представляет собой нерасчлененный горизонт остаточных продуктов выветривания, перекрытых делювиально-осадочными образованиями.

Мы пересчитали некоторые из химических анализов табл. 7 на нормативный состав. Результаты пересчетов представлены в табл. 8.

При пересчетах имеющийся в породе кремнезем рассчитывали на каолинит, оставшийся глинозем — на гиббсит, остатки воды соединялись с закисным железом, поскольку рентген, по Б. М. Михайлову, всюду указывает на присутствие гётита. Оставшаяся часть воды относилась за счет гидрогематита, остаток окисного железа принимался за гематит.

По этим данным в разрезе коры выветривания долерита на Либерийском щите выделяются две структурно-минералогические зоны: нижняя — гётит-гематит-гиббситовая с реликтовой структурой долерита и верхняя — гиббсит-гематитовая с колломорфной и бобовой структурой.

Гётит-гематит-гиббситовая зона объединяет выщелоченный долерит и структурный боксит Б. М. Михайлова. У контакта с исходным долеритом в пачке пород мощностью несколько сантиметров присутствует небольшое количество каолинита. Окислы железа и алюминия, возникающие за счет разложения первичных минералов, как правило, остаются в пределах материнских кристаллов и образуют псевдоморфозы. Некоторое их перераспределение начинается только в верхней части зоны.

Верхняя зона соответствует кирасе. Та ее часть, которая имеет остаточное происхождение, состоит из гидроокислов железа и алюминия. Последние активно перераспределяются. Образование колломорфных сгустков, бобовин и кристаллических корок по стенкам пор и пустот является характерной особенностью этой зоны.

Итак, в настоящем разрезе свежие породы при выветривании переходят непосредственно в железисто-глиноземистые без каких-либо промежуточных продуктов. Небольшое количество глинистого минерала образуется лишь на контакте свежей и выветрелой породы, в пределах пачки мощностью от нескольких сантиметров до полуметра.

Минеральные преобразования при разложении долерита сводятся к следующим: пироксены разлагаются с выделением гидроокислов железа по трещинкам и выщелачиванием вещества между ними. Образуются скелетные псевдоморфозы по цветным. Плаггиоклазы непосредственно замещаются гиббситом. В структурном боксите наблюдаются следы перераспределения железа и глинозема в виде колломорфных выделений и кристаллических корок гиббсита в пустотах.

Динамика выноса кремния и оснований. Пересчеты на содержание элементов в единице объема показали, что при разрушении долерита и формировании нижней зоны выносятся более 90% кремния, 80% калия, 95% магния от их содержания в долерите. Натрий и кальций выносятся полностью. Дальнейшее изменение породы с разрушением глинистой примеси происходит при очень слабом выносе кремния и оснований, поскольку главная их масса уже удалена. Повышенное содержание кремния в кирасе объясняется присутствием делювиального кварца.

В целом процесс формирования элювия долеритов в условиях Либерийского щита распадается на две стадии: на первой стадии разрушения долерита происходит интенсивный вынос всех подвижных элементов и образование гётит-гематит-гипситовой породы с сохранением первичной структуры. Для второй стадии характерно перераспределение оставшихся элементов с образованием бобовых и колломорфных структур.

К Гвинейскому типу бесспорно относится и элювий долеритов, описанный Лажуани и Бонифа (1964), в бассейне р. Конкуре, в более северной части Либерийского щита. Плотный долерит здесь также превращается в пористую гётит-гипситовую породу с небольшой примесью каолинита. Минеральные преобразования, описанные авторами, не отличаются от изученных Б. М. Михайловым.

По данным Лили Александер и Дж. Кади (Alexander a. Cadu, 1962), такого же типа элювий образуется на типичном базальте в районе Мамоа (Гвинея). Базальт при выветривании превращается в гётит-гипситовую породу, состоящую на 45—60% из гипсита, с примесью 3—5% каолинита. При этом сохраняется реликтовая структура. Плагиоклаз, как и в ранее рассмотренных случаях, непосредственно замещается гипситом, гидроокислы железа развиваются по цветным минералам.

Подобные породы, состоящие преимущественно из гидроокислов и окислов железа и алюминия, описаны Л. Александер и Дж. Кади и в соседних с Гвинеей странах Африки, например в Сьерра-Леоне.

Условия формирования элювия гвинейского типа во всех описанных случаях довольно близкие. Выветривание происходило на приподнятых и хорошо дренированных участках Либерийского щита или других областей при среднегодовой температуре 25—26°С и среднем количестве осадков 3000—4500 мм в год.

Таблица 7

Химический состав долерита и продуктов его выветривания (вес. %), Ганнес, Либерийский щит (по Б. М. Михайлову, 1966)

Коренные породы и продукты выветривания	Зоны (по Б. М. Михайлову)	Глубина об- заятия об- разца, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. л.	Сумма
Коры выветривания	Гипсит-гематит-гётитовая порода с обломочной бобовой и колломорфной структурой	0,0	9,52	1,86	38,01	29,83	0,29	—	0,03	0,23	—	—	—	20,95	100,72
	Гётит-гипситовые породы	1,0	1,97	3,00	34,54	42,00	—	0,07	0,09	0,09	—	—	—	19,28	101,95
	Гётит-гипситовые породы с реликтовой структурой долерита	3,0	0,70	4,12	42,77	25,60	2,06	0,20	0,47	0,12	—	0,05	0,26	23,9	100,25
Коренные породы	Долерит	7,0	0,68	4,73	40,73	32,58	0,86	0,09	0,06	0,14	—	—	—	20,34	100,21
	Долерит	13,0	7,24	5,25	33,25	29,11	3,84	—	0,70	0,11	—	0,15	0,36	20,46	100,47
	Долерит	13,5	49,54	2,13	12,88	7,67	7,47	11,05	6,33	0,23	2,35	0,35	—	0,83	100,83

**Минеральный состав продуктов выветривания долерита
по данным пересчетов химических анализов (%), Гвинея, Либерийский щит**

Зоны коры выветривания	Глубина взятия образца, м	Весовые %						
		каолинит	гипсбит	гётит	гидроге- матит	гематит	минералы окислов титана	кварц
Гипсбит-гематитовая (кираса)	1	—	52,9	Нет	9,6	33,4	3,0	Около
Гётит-гематит-гипс- ситовая	3	3,0	64,5	2,6	8,4	18,0	4,12	—
Гётит-гематит гипсситовая (с при- месью каолинита)	13	15,6	41,4	4,8	29,8	2,4	5,25	—

5. ОБЩАЯ СХЕМА ТИПОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Изучение кор выветривания основных пород ряда тропических областей, пополненное литературными данными, позволяет выделить четыре типичных разреза, отличающихся по составу и строению продуктов выветривания. Схематическое их сопоставление представлено в табл. 9. Из этой таблицы следует, что все четыре рассмотренных разреза составляют как бы непрерывный ряд с постепенными переходами от одного типа к другому.

В разрезе вьетнамского типа наблюдается наиболее постепенное изменение исходной породы, которая проходит несколько стадий от трехслойных глинистых минералов в начале процесса до гипсбитсодержащих каолинитовых пород. В разрезе тихоокеанского типа преобразование породы более быстрое с резким переходом от исходной к выветрелой породе. Стадия полиминеральных глин здесь выпадает, оливиновый базальт замещается каолинитовой глиной, которая затем разлагается с выделением свободного глинозема. В разрезе австралийского типа мы видим пример еще более резкого изменения базальта. Здесь отсутствует стадия мономинеральных (каолинитовых) глин и первые продукты выветривания уже содержат в своем составе свободный глинозем. Наиболее интенсивный процесс разложения запечатлен в Гвинейском разрезе, где исходный долерит превращается непосредственно в пористую породу гётит-гематит-гипсситового состава, состоящую почти исключительно из свободных окислов алюминия, железа и титана. При этом структура долерита сохраняется в выветрелой толще значительной мощности, выше которой часто образуется горизонт конкреционного сложения.

При формировании продуктов выветривания первых двух типов ведущим процессом является постепенное разложение минералов исходных пород, которое заканчивается частичным разложением каолинита с выделением разных количеств свободного глинозема.

В формировании последних двух типов элювия намечаются два этапа: первый — разложение исходных минералов, сравнительно короткий. Он происходит без многих промежуточных стадий и приводит к образованию свободных окислов алюминия, железа и титана. Его сменяет второй этап перераспределения этих образований с возникновением горизонтов коллоидной и конкреционной структуры (бокситов). Содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 в сумме составляет здесь более 90%. Общая направленность минеральных преобразований во всех типах разреза одна и та же: от порообразующих минералов исходного базальта (порфирита или долерита) до гипсбита и минералов окислов железа и ти-

тана. Однако характер этих преобразований своеобразен в каждом типе разреза и определяется темпами процесса выветривания. Темпы выветривания выражаются в значительной степени интенсивности выноса кремния и оснований.

«Выщелачивание (удаление) кремнезема при разложении породы является, по-видимому, наиболее характерной чертой в химии латеризации» (Fox, 1932). При формировании каждого из выделенных нами типов элювия вынос кремния и оснований имеет свои особенности. Для кремния это видно на графике (фиг. 4).

На оси абсцисс этого графика произвольными, но равными по величине отрезками отмечены этапы выветривания: первый этап разложения породы, второй и третий этапы ее дальнейшего преобразования. На оси ординат показан вынос кремния, соответствующий каждому этапу (в процентах от исходного содержания в материнской породе). Из графика видно, например, что в разрезе вьетнамского типа вынос кремния происходит постепенно. На первом этапе при разложении порфирита и образовании полиминеральных глин выносятся только 35—40% кремния, образованию каолинитовых пород соответствует вынос примерно 50% кремния. Когда удаляется значительно более половины кремния, в продуктах выветривания накапливается свободный глинозем.

В разрезе гвинейского типа главная масса кремния (до 90% исходного содержания) удаляется

Таблица 9

Типы тропического элювия основных пород

Породы	Вьетнамский	Тихоокеанский	Австралийский	Гвинейский
Разложенные до окислов	Не образуется	Титан-глиноземисто-железистые породы конкреционной структуры (распространены ограниченно)	Титан-железисто-гиббитовая порода конкреционной структуры с примесью каолинита	Титан-гиббит-гематитовая порода с коллоидной или конкреционной структурой
Сильно измененные	Гиббит-каолинитовые (металлаузитовые) породы с примесью гидроокислов и окислов железа и титана	Гиббит-каолинитовые породы с примесью гидроокислов и окислов железа и титана	Гиббит-каолинитовые (галлаузитовые) породы с примесью гидроокислов железа и титана	Гётит-гематит-гиббитовая порода с каолинитом, реликтовой структуры
Умеренно измененные	Мономинеральные каолинитовые (металлаузитовые) глины	Мономинеральные каолинитовые глины	Оливиновые базальты и др.	Долерит и др.
Слабо измененные	Полиминеральные глины, хлорит-вермикулит-гидрослюдистые, иногда монтмориллонитовые или нонтронитовые с примесью реликтовых минералов	Оливиновый базальт		
Коренные породы	Порфириты и их туфы			

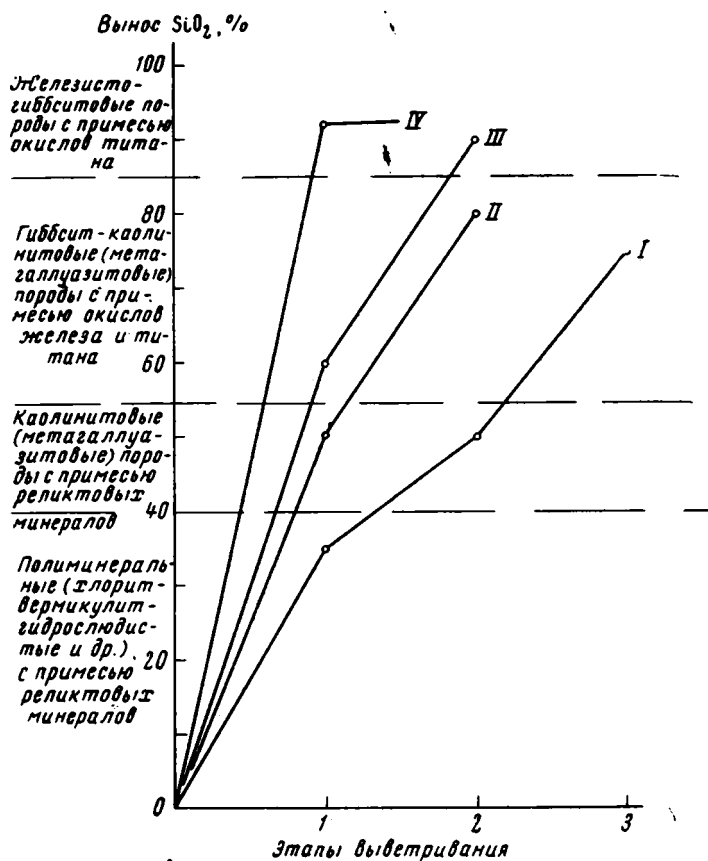
Кора выветривания

уже на первом этапе, т. е. почти одновременно с разложением породы, которая распадается на свободные окислы.

Вынос кремния при формировании тихоокеанского и австралийского типов занимает промежуточное положение.

Во всех рассмотренных случаях, как мы видим, вынос кремнезема и оснований определяет темп процесса выветривания.

Условия формирования того или иного типа тропического элювия зависят от ряда факторов. Мы рассмотрели здесь только элювий основных пород, т. е. пород, мало отличающихся по составу и выветривающихся в условиях свободного водообмена. Тем не менее существующие отличия в их составе и особенно в текстуре (пористость, кавернозность или трещиноватость) могут отразиться на составе продуктов выветривания. Точно так же и в условиях хорошего дренажа могут встречаться участки с более или менее затрудненным водообменом. Все эти отклонения, несомненно, повлияют на состав формирующегося элювия, однако не в такой степени, чтобы изменился его тип. Главным фактором,



Фиг. 4. Схематический график выноса кремния при формировании разных типов тропического элювия основных пород
Типы элювия: I — вьетнамский; II — тихоокеанский; III — австралийский; IV — гвинейский

определяющим интенсивность химического выветривания, господствующего в зоне влажных тропиков, остается климат (Страхов, 1960). Поскольку температурные различия в этой зоне невелики ($2-5^{\circ}C$), наиболее существенны колебания количества выпадающих осадков.

Наблюдения американских геологов на Гавайских островах (Hough, Gile a. Foster) показали, как влияет среднегодовое количество осадков

на состав почв. Выяснилось, что при среднегодовом количестве осадков 1300 мм и более в почвах преобладают каолиновые минералы, в областях, где среднегодовые осадки превышают 2000 мм, значительную роль в составе почв играет гиббсит. А. Зингер (Singer, 1966), изучавший базальтовые почвы в Израиле, также установил определенную зависимость состава глинистых минералов этих почв от количества дождевых осадков. При 400—500 мм осадков в год в глинистой фракции почв преобладает монтмориллонит, при среднегодовом количестве осадков 550—700 мм — каолинит. Попытаемся проследить, каково влияние среднегодового количества осадков на состав формирующихся кор выветривания в разных областях тропической зоны. Хорошим показателем степени измененности породы являются относительные количества каолинита и гиббсита в продуктах выветривания. Эти данные приведены в табл. 10. Из нее следует, что при среднегодовом количестве осадков от 2000 до 2500 мм продукты выветривания имеют преимущественно каолиновый состав, а свободный глинозем составляет не более 25—26% породы. С увеличением количества осадков до 3000 мм в год глинозем составляет более 50% продуктов выветривания, но при этом сохраняется до 20% каолинита; когда количество осадков превышает 3000 мм, свободный глинозем и другие окислы слагают главную массу породы. Установленные здесь пределы, вероятно, требуют уточнения. Однако мы можем сказать, что в общем случае тип формирующегося разреза элювия на близких по составу и хорошо дренированных породах находится в прямой зависимости от количества влаги, фильтрующейся через породу и, следовательно, от среднегодового количества осадков. Эта зависимость отражена на фиг. 1, из которой видно, что при минимальном для влажных тропиков количестве осадков (2000 до 2500 мм) формируются разрезы вьетнамского типа, при среднегодовом количестве более 3000 мм появляются разрезы гвинейского типа, остальные два типа занимают промежуточное положение. Некоторые группы островов (Гавайские, острова Общества и др.) попадают как будто бы в менее влажные области со среднегодовым количеством осадков менее 2000 мм. Однако для большинства из них характерны резкие изменения микроклимата. На Гавайских островах среднегодовое количество осадков меняется от 721 до 12090 мм в разных районах, причем наиболее влажными являются северо-восточные наветренные склоны гор или возвышенные центральные части островов. Осадки определяют темп выветривания.

Сопоставление современных разрезов с третичными и четвертичными (см. табл. 2, 5) позволяет перенести этот вывод и на более древние коры выветривания, которые формировались в климатических условиях, близких к условиям современных влажных тропиков.

Заканчивая характеристику типов тропического элювия основных пород, необходимо также подчеркнуть, что остаточные породы, состоящие преимущественно из окислов алюминия, железа и титана (бокситы) образуются, как правило, лишь в элювии двух типов: австралийского и гвинейского. В тихоокеанских разрезах они встречаются как исключение, во вьетнамском — разложение исходных пород до свободных окислов не доходит.

Однако в тропических областях широко распространены шлаковидные и желваковые железистые породы, псевдолатериты, морфологически необыкновенно сходные с остаточной породой — латеритом или бокситом. Они описаны в Африке Александер и др. (Alexander a. Cady, 1962), а также Обером (Aubert, 1963) под названием коры («cuirasse») или панциря («hardpan»). Эти породы, как и в Северном Вьетнаме, представляют собой в основном поверхностные образования, наложенные на породы, измененные в разной степени. Генезис их подробно рассматривается в работах Фридланда (1961, 1962, 1964). В отличие от остаточных конкреционных пород в верхней части элювия австралийского или гви-

Содержание каолинита и гиббсита в максимально измененных продуктах выветривания основных пород при разном среднегодовом количестве осадков

Содержание каолинита и гиббсита	Местоположение и среднегодовое количество осадков (мм)								
	Маркизские острова, 1900—2000	Острова Кука, Ратонга, 2000	Острова Общества, Танга, 1700—2000	Сев. Вьетнам, 2000—2500	Зап. Самоа, о. Уполу, 2500	Гавайские* острова, о. Оаху, 3000—3500	Западное Самоа, 4000		Зап. часть Либерийского щита, Гвинея, 3000—4500
Каолинит	61,7	45,8	45,6	41,3	47	20,1	9,4	2,3	0—3
Гиббсит	19,0	16,7	6,3	26,4	11	52,6	55,6	51,7	53—65

* По данным Seelyer, Grange a. Devis (1938).

** По данным Б. М. Михайлова.

нейского типа, в Северном Вьетнаме они не содержат свободных окислов алюминия и титана. Последние встречаются в них лишь в том случае, если псевдолатериты (кираса) образовались по глубоко измененным породам, как, например, в описанном Б. М. Михайловым разрезе гвинейского типа. Таким образом, ни генетически, ни по составу и строению эти два типа пород не имеют между собой ничего общего. Поэтому применение термина «латерит» к железистым корам инфильтрационного генезиса, как это делает, например, Фридланд, нежелательно. Следует прямо сказать, что только путаницей в терминологии можно объяснить существование двух противоположных точек зрения на генезис латеритов, которые обсуждаются в книге Фридланда (1964). Одна из них — точка зрения Кемпбелла (Campbell, 1917), Прескотта и Пендлетона (Prescott, Pendleton, 1952), Мейгена (Meignien, 1958), Фридланда (1964) — относится к рассмотренным выше наложенным образованиям — железистым горизонтам шлаковидных пород (кираса, хардпан). Другая точка зрения — Фокса (Fox, 1932), Гаррасовица (Harrasowicz, 1926), Мора и Ван-Барена (Mohr a. Van Baren, 1954) — объясняет происхождение внешне сходных с кирасой или хардпаном конкреционных образований, образующихся в верхней части разрезов тропического элювия. Эти авторы справедливо считают такие породы конечными продуктами латеритного выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М. Изд. АН СССР, 1958.
- Волла Р. Генезис месторождения бокситов в нижнем течении р. Конго. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М. «Мир», 1964.
- Вольфенден Э. Б. Бокситы Саравака. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М. «Мир», 1964.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. — В кн. «Исследование и использование глин». Львов, 1958.
- Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. — В кн. «Кора выветривания». Вып. 4. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Горецкий Ю. К., Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г. О бокситах некоторых месторождений Гвинейской республики. В кн. «Минеральное сырье». Вып. 7. М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». М., «Мир», 1964.
- Лисицына Н. А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. — В кн. «Кора выветривания». Вып. 4. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. — В кн. «Латериты». М. «Недра», 1964. (Международ. геол. конгресс, 22^я сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 14.)
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн. «Генезис бокситов». М. «Наука», 1966.
- Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М. «Наука», 1967.

- Петров В. П. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания.— Геология рудных месторождений, № 4, 1962.
- Страхов Н. М. Сравнительное литологическое изучение осадков.— В кн. «Образование осадков в современных водоемах». М. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М. Изд. АН СССР, 1960.
- Фридланд В. М. Два пути формирования конкреций, образующих латериты. Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5.
- Фридланд В. М. О латеритах Северного Вьетнама.— В кн. «Кора выветривания». Вып. 4. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М. «Наука», 1964.
- Abbot A. T. Occurrence of gibbsite in the Island of Kauai, Hawaiian Islands. Econ. Geol., vol. 53, 1958.
- Allen V. T., Sherman G. D. Genesis of Hawaiian Bauxite.— Econ. Geol., vol. 60, No. 1, 1965.
- Allen V. T., Sherman G. D. Comparison of bauxite deposits in Oregon and Hawaii, U. S. A. Travaux, du Comité International pour l'étude des bauxites, des oxides et des hydroxides D'Aluminium. No. 2, 1966.
- Alexander L. T., Cady J. T. Genesis and hardening of Laterite in soils.— U. S. Department of Agriculture Techn. Bull., No. 1282, 1962.
- Aubert G. Soil with ferruginous or ferralitic Crusts of tropical regions.— Soil Sci., vol. 95, No. 4, 1963.
- Bates T. F. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. Clays and clay minerals, vol. 9, p. 315—328, 1962.
- Bonifas M. Contribution a l'étude géochimique de l'alteration lateritique, Memoires du Serv. de la Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, No. 17, 1959.
- Campbell J. M. Laterite, its origin, structure and minerals.— Mineral. Mag., № 17, 1907.
- Carroll D., Woof M. Laterite developed on basalt of Inverell, New South Wales.— Soil Sci., vol. 72, № 2, 1951.
- Carroll D., Hathaway J. C. Mineralogy of selected Soils from Guam. Geol. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 403-F, 1963.
- Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
- Fromaget Jacques. Etudes Geologiques sur le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. Bull. Serv. Geol. de L'Indochine, vol. 29, Fasc. 6, 1952.
- Harrassowitz H. 1926. Laterit. Fortschr.— Geol. und Palaeontol., Bd. 4, H. 14, 1926.
- Hough G. J., Gile P. L. and Foster Z. C. Rock Weathering and Soil profile development in the Hawaiian Islands.— U. S. Dept. of Agr. Techn. Bull., No. 752, 1941.
- Jddings J. P. and Morley E. W. A contribution to the petrography of the South Sea Islands.— Proceed. of the National Acad. of the USA, vol. 4, 1918, pp. 110—117.
- Kersen J. F. van. Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana).— Leidse Geologische Mededelingen. Deel 21, Af. 1, 1956.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar, t. 3, Lithologie, Paris, 1923.
- Maignien R. Le cirassement des sols en Guinee. Mem. du Service de la carte geologique de Alsace et de Lorraine, Nr. 16, 1958.
- Millot G., Bonifas M. Transformations isovolumetriques dans les phenomenes de lateritisation et bauxitisation.— Bull. du Serv. de la Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, 1955.
- Mohr E. C. J., van Baren F. A. Tropical Soils. Hague — Bandung N. Y.— London, 1954.
- Prescott J. A., Pendleton R. L. Laterite and lateritic Soils. Edit. Farnham Royal Buck. England, 1952.
- Seelyer F. T., Grange L. J. and Davis L. H. The laterites of Western Samoa.— Soil Sci., vol. 46, No. 1, 1935.
- Sherman G. D. Factors in fluencing the development of laterites and lateritic Soils in the Hawaiian Islands. Pacif. Sci., vol. 3, No. 4, 1949.
- Sherman G. D. The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts.— Pacif. Sci., vol. 4, No. 4, 1950.
- Singer Ariesch, The mineralogy of the clay fraction from basaltic soils in the Galilee, Israel.— J. of Soil Sci., vol. 17, No. 1, 1966.
- Wright A. C. S. Soils and Land Use of Western Samoa.— Soil Bureau bull., 22, 1963.
- Roy Chowdhury M. K., Phil D. Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bharat and Bhopal.— Mem. Geol. Surv. of India, vol. 85, 1958.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
13.IV.1967

УДК 551.352(265/266)

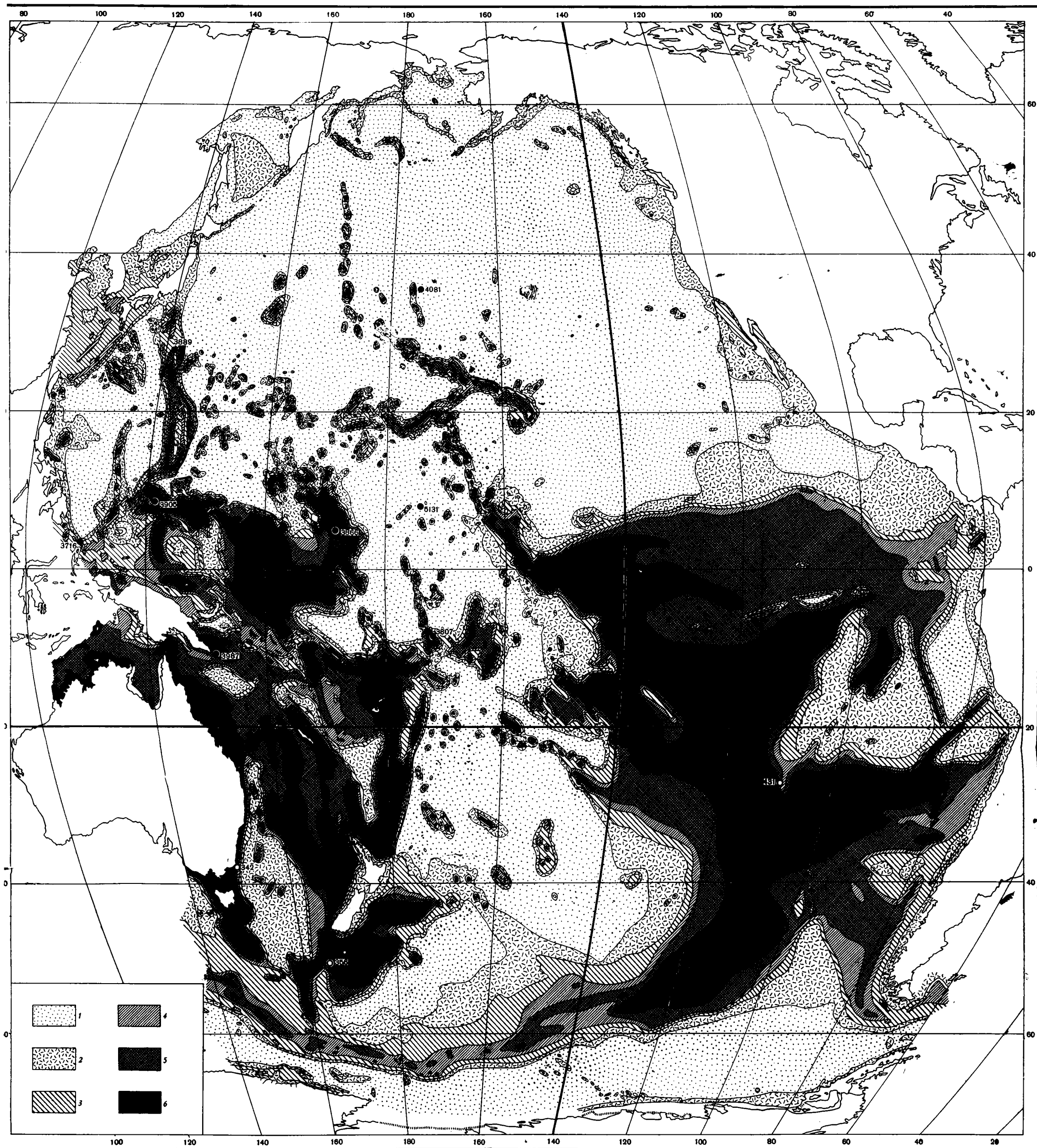
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И МОДИФИКАЦИИ CaCO_3 В ДОННЫХ ОСАДКАХ ТИХОГО ОКЕАНА

А. П. ЛИСИЦЫН, В. П. ПЕТЕЛИН

1. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящее время в Институте океанологии АН СССР накопилось значительное количество данных по содержанию карбоната кальция в донных осадках Тихого океана, их минералогии и генезису. Они получены при обработке проб осадков, собранных главным образом экспедициями на «Витязе» и «Оби». Определение карбонатности проводилось под руководством Э. А. Остроумова в Институте океанологии, О. И. Зеленской — в лаборатории «Союзнииморпроекта» и В. С. Соколова — на Черноморской экспериментальной научно-исследовательской станции. Аналитическая обработка выполнялась по единой методике с контрольными анализами. Углекислота определялась по методу Кнопа — Фрезениуса в модификации ВИМСа (Методы изучения осадочных пород, 1957). Поскольку при этом устанавливается общее содержание карбонатов, условно принимаемое за содержание CaCO_3 , в ряде случаев практиковалось раздельное определение Ca, Mg, Ba и Sr весовым методом. Всего по этой методике было сделано 675 определений содержания CaCO_3 из поверхностного слоя осадков (575 по сборам на «Витязе» и «Оби» и 100 по сборам американских экспедиций, присланным по обмену).

Результаты аналитических работ послужили основой для составления новой, более подробной по сравнению с опубликованными ранее, карты карбонатности донных осадков Тихого океана (фиг. 1). После критической проверки было использовано также более 800 анализов, опубликованных в работах зарубежных авторов (Gumbel, 1888; Hanzawa, 1928; Tyler, 1931; Galliher, 1932; Bramlette, 1961; Alderman, 1959; Murray a. Renard, 1891; Murray, 1906; Murray a. Lee, 1909; Trask, 1932, 1937; Revelle, 1944; Arrhenius, 1952; Olausson, 1961; Hoshino a. Higano, 1961), а также ранее составленные карты карбонатности дальневосточных морей и отдельных частей Тихого океана (Лисицын, 1959, 1961, 1966; Безруков, 1960_{1,2}; Безруков, Лисицын и др., 1961₁; Безруков, Лисицын и др., 1961₂, 1964; Страхов, 1954, 1960—1961; Гершанович, 1956 и др.). В качестве основы для карты использована составленная в Институте океанологии батиметрическая карта Тихого океана м-ба 1:25 000 000. Поскольку связь карбонатонакопления с батиметрией в разных широтных зонах различна, она устанавливалась на участках, наиболее хорошо обеспеченных фактическим материалом и далее распространялась (с контролем анализами) в пределах каждой широтной зоны.



Фиг. 1. Распределение CaCO_3 в поверхностном слое осадков Тихого океана (в % на сухое вещество осадка)
 1 — <1; 2 — 1—10; 3 — 10—30; 4 — 30—50; 5 — 50—70; 6 — >70
 Точки — места, где изучено распределение Ca, Mg, Ba, Sr в карбонатном материале

2. ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ В ВОДАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Сводка материалов по химии водной толщи Тихого океана, включающая также данные по элементам карбонатной системы, недавно опубликована (Иваненко, 1966).

Известно, что в океанах pH колеблется на поверхности от 7,8 до 8,1, а на глубинах составляет около 7,8. На меридиональном разрезе через Тихий океан (фиг. 2) видно, что наиболее высокие величины pH — до 8,2 — располагаются на поверхности океана симметрично по отношению к экватору. Они соответствуют аридным поясам океана. На экваторе, так же как и в умеренных и холодных зонах южного и северного полушарий, значение pH несколько снижается (8,15). Изменения pH на поверхности океана, таким образом, зональны. Черты зональности в распределении активной реакции довольно четко прослеживаются до глубин около 1000 м. Глубже, до дна океана, во всех климатических зонах сохраняется одно и то же постоянное значение pH, находящееся в пределах 7,8—7,9.

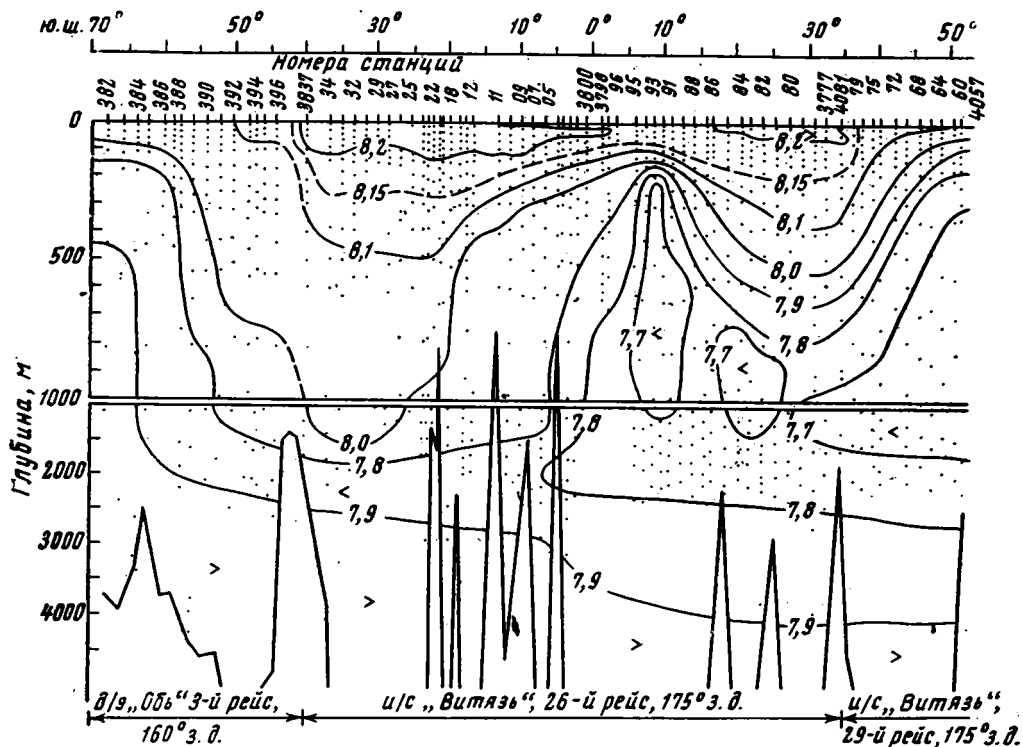
Другой характеристикой карбонатной системы является так называемая удельная щелочность: отношение щелочного резерва (Alk) к содержанию хлора (Cl) в морской воде (хлорность). Обычно удельная щелочность возрастает от экватора, где она составляет около 1,120, к высоким широтам и с увеличением глубины. В распределении значений удельной щелочности (фиг. 3) для Тихого океана также характерна определенная зональность, которая становится менее четкой по мере увеличения глубины. На глубинах более 1000 м значения удельной щелочности на меридиональном разрезе через океан составляют 0,126—0,130. Это показывает, что с глубиной количество щелочного (карбонатного) материала, приходящегося на единицу солёности (или хлорности) морской воды, возрастает.

В пределах слоя фотосинтеза (0—100 м) состояние карбонатной системы в воде определяется, главным образом, жизнедеятельностью планктона (дыхание и выделение кислорода), а также медленным обменом углекислотой между водой и атмосферой.

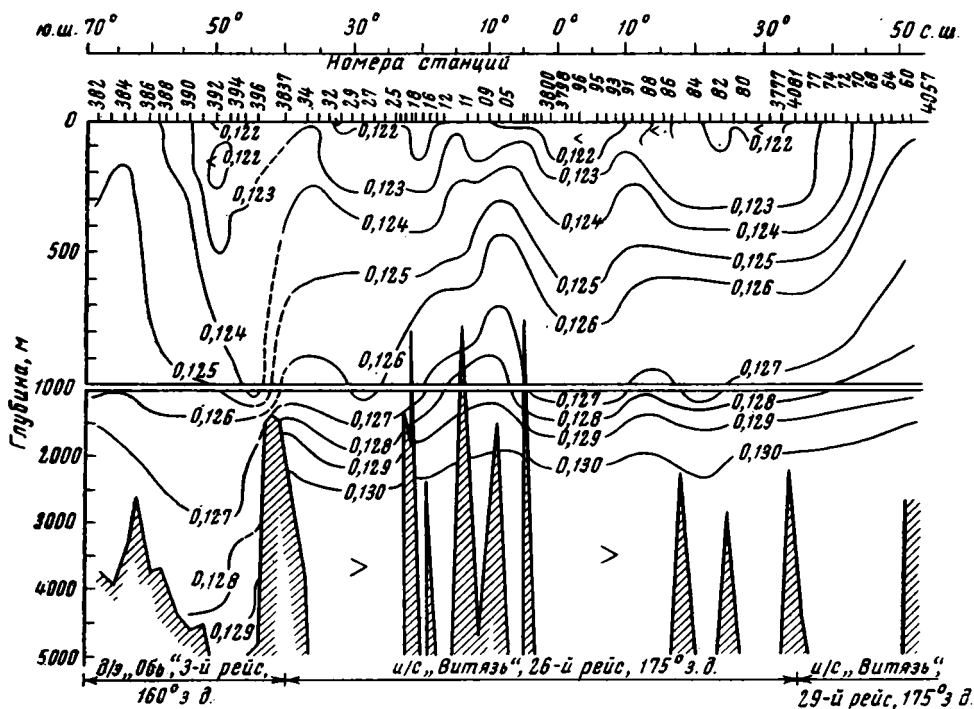
На глубинах главную роль играет окисление органического вещества взвеси, возрастание гидростатического давления и понижение температуры. Окисление органического вещества приводит к образованию углекислоты, понижению pH воды и в конечном счете — к растворению части CaCO_3 и росту щелочного резерва. При повышении давления с глубиной возрастает величина второй константы диссоциации угольной кислоты, что приводит тоже к понижению pH, растворению CaCO_3 и увеличению щелочности.

Растворимость CaCO_3 возрастает также с понижением температуры воды. В распределении последней на разрезе через Тихий океан на поверхности четко выражено зональное распределение с максимумом (25—28°C) около экватора и минимумом от 0,5 до —1,7°C — в высоких широтах. На глубинах более 2000 м температура повсюду равна 1—2°C, а в придонных слоях, на глубинах 4500—5000 м, — от 0,3 до 1,8°C. На максимальных глубинах дно океана разделено поднятиями на котловины, в которых разница температуры не превышает 1°C. Таким образом, для придонных слоев океанских вод характерна практически постоянная температура, которая, в отличие от температуры поверхностных вод, не подвержена суточным, сезонным и широтным изменениям.

Сопоставляя основные характеристики, определяющие состояние карбонатной системы (pH, удельная щелочность и определяемое по ним парциальное давление CO_2 , температура), можно заключить, что агрессивность вод Тихого океана по отношению к карбонатному материалу, находящемуся во взвеси или донных осадках, постепенно, но закономерно возрастает к северу и югу от экватора и с увеличением глу-



Фиг. 2. Распределение рН на меридиональном разрезе через Тихий океан (по 175—160° з. д.; для глубин 0—5000 м; Сметанин, 1962). Точками показаны изученные горизонты водной толщи



Фиг. 3. Распределение удельной щелочности на меридиональном разрезе через Тихий океан по 175° и 160° з. д. (для глубин 0—5000 м; Химия Тихого океана, 1966)

бины. Влияние климатической зональности на устойчивость CaCO_3 исчезает уже на глубинах 2—3 км. На больших глубинах показатели карбонатной системы практически одинаковы на всех широтах, что должно приводить к однообразным условиям растворения карбонатных остатков.

3. ОБЩАЯ КАРТИНА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ CaCO_3 В ОСАДКАХ

Содержание CaCO_3 в осадках Тихого океана меняется от следов до 98—99%, и распределение его чрезвычайно сложно (см. фиг. 1). Небольшими ареалами (на подводных возвышенностях и горах) карбонатные осадки встречаются почти повсеместно. Отдельные участки слабо карбонатных осадков отмечаются даже в высоких широтах (Анадырский залив, Антарктика). Но область наибольшего распространения CaCO_3 удалена от северных и южных границ океана. Она простирается от северного тропика до 55—60° ю. ш. и представляет собой, по сути дела, зону современного карбонатонакопления в Тихом океане. Эта зона простирается с севера на юг приблизительно на 9—9,5 тыс. км (общая протяженность океана в этом направлении равна 15,8 тыс. км) и с востока на запад — на 19,5 тыс. км. Смещение ее на юг связано с особенностями рельефа дна океана. В северной его половине, главным образом, севернее 23° с. ш., находится область больших глубин, на которых накопление карбонатных осадков, как это будет показано ниже, невозможно.

Область современного карбонатонакопления в Тихом океане не является сплошной: в центральной части океана она разделяется областью бескарбонатных осадков (Южная котловина) на две части — восточную и западную. В пределах этих частей распределение карбоната кальция в осадках очень сложно, особенно в западной, меньшей части, где наряду с фораминиферовыми осадками чрезвычайно широко распространены осадки коралловых рифов. Восточная часть отличается от западной преобладающим развитием фораминиферовых илов и более обширными площадями с содержанием CaCO_3 более 70%. Около южных границ океана восточная и западная части зоны соединяются дугообразной полосой карбонатных осадков Южно-Тихоокеанского поднятия. На севере обширная зона карбонатонакопления сменяется огромным пространством бескарбонатных (меньше 1% CaCO_3) осадков. Карбонатные осадки встречаются здесь редко. Они лишь местами образуют узкие полосы, а чаще многочисленные пятна, соответствующие подводным поднятиям, горам и коралловым островам.

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Как показывает изучение взвеси и донных осадков под микроскопом, современное карбонатонакопление в Тихом океане — биогенное. Поступление обломочного карбонатного материала с суши и садка хемогенного CaCO_3 имеют лишь небольшое, чисто местное значение и в пелагических осадках не прослеживается.

По количественному преобладанию остатков тех или иных организмов карбонатные осадки Тихого океана можно разделить на следующие генетические типы:

А. Связанные с жизнедеятельностью планктонных организмов (планктогенные):

- 1) фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые;
- 2) теропоодовые.

Б. Связанные с жизнедеятельностью донных организмов (бентогенные):

- 1) кораллово-водорослевые;
- 2) фораминиферовые;

- 3) ракушечные;
- 4) мшанковые;
- 5) баянусовые;
- 6) серпулидовые;
- 7) эхиноидные.

Кокколиты в современных осадках обычно встречаются лишь в виде примеси (10—25%) к карбонатным компонентам других генетических типов, хотя и были местами осадкообразующими в третичное время (Bramlette, 1961).

Настоящие хемогенные или химико-биогенные осадки встречаются только в отдельных лагунах аридных зон океана. В частности, изучено накопление хемогенных карбонатов (арагонит и магнезиальный кальцит) в лагуне Куронг на юго-востоке Австралии. В частях лагуны, отшнурованных от океана и в озерах-эфемерах, связанных происхождением с лагуной, происходит накопление магнезиального кальцита, доломита и магнезита (Alderman, 1965).

В лагунах многих атоллов на глубинах до 45—70 м распространены тонкие известковые илы, состоящие из ангдральных кристаллов и иголок арагонита. Некоторые авторы считают, что эти иголки образовались хемогенным путем (McKee et al., 1959). Н. Ньюэлл (Newell, 1956) полагает, что в замкнутых лагунах коралловых островов, где вода более прогрета, чем в сообщающихся с океаном лагунах, химическая садка карбоната кальция возможна. Специальное изучение арагонитовых иголок, широко распространенных в районе Багамской отмели, показало, что они образуются при разрушении остатков известковых водорослей, что подтверждается анализом изотопов кислорода (Lowenstam and Epstein, 1957). Таким образом, арагонитовые илы могут быть не только хемогенными, но и биогенными.

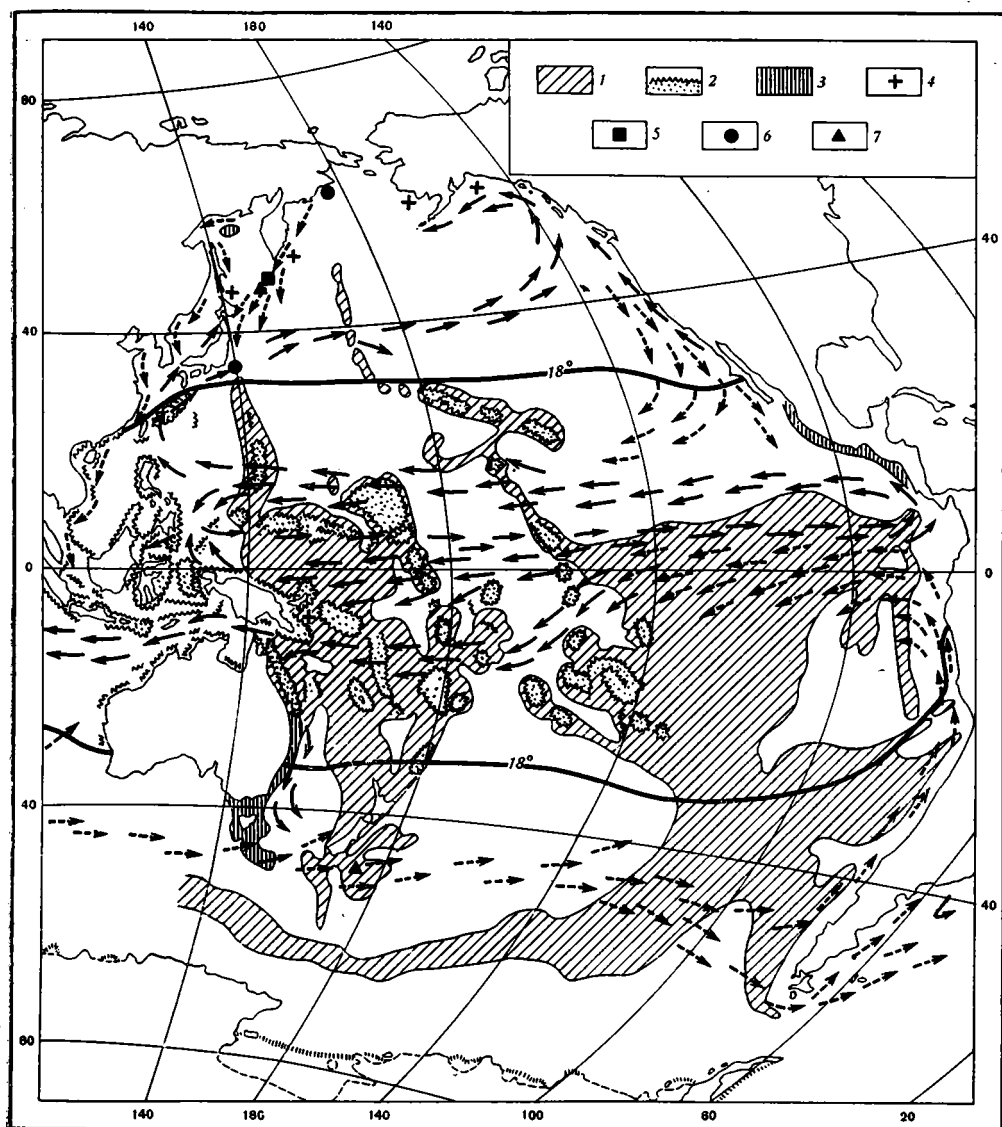
Хемогенный карбонат кальция довольно широко распространен в осадках приливно-отливной полосы аридных зон океана. Здесь встречаются оолиты и радиальнолучистые агрегаты арагонита и кальцита, которые цементируют рыхлые осадки с образованием корок (литификатов) или так называемых «бич-роков» (Cloud, 1959). Арагонитовый цемент со временем превращается в кальцитовый. Местами образуются также корки пелагозита¹, который наряду с CaCO_3 содержит также MgCO_3 , SrCO_3 , гипс, кремнезем (Revelle and Fairbidge, 1957).

В осадках пелагических частей океана хемогенный арагонит не обнаружен, но встречаются сферолиты кальцита в глобигериновых илах — результат перекристаллизации биогенного CaCO_3 в процессе диагенеза (Петелин, 1960). Недавно было установлено наличие отдельных зерен кальцита и ромбоэдров доломита в красных глубоководных глинах южной части Тихого океана, обогащенных пирокластическим материалом. Предполагается, что карбонаты в этом случае возникли на месте, причем образование их связано с деятельностью гидротерм, сопровождающих подводный вулканизм (Bonatti, 1966).

Как видно из схемы (фиг. 4), наиболее распространенным видом пелагических карбонатных осадков Тихого океана являются фораминиферовые. На втором месте по распространению находятся коралловые и на третьем — ракушечниковые осадки. Все остальные типы карбонатных осадков встречаются пятнами или полосами незначительной протяженности и в ряде случаев могут быть показаны на схеме лишь с увеличением масштаба.

Фораминиферовые осадки занимают огромные площади, главным образом, в южной части океана. На севере, где глубины больше критических, они отмечаются лишь на подводных поднятиях. Главная роль в

¹ Название этого минерала дано по о-вам Пелагоза в Адриатическом море.



Фиг. 4. Схема распространения основных генетических и минералогических типов известковых осадков в Тихом океане

1 — фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые (планктонные формы, кальцитовые); 2 — кораллово-водорослевые (арагонитовые, реже магнезиально-кальцитовые); 3 — ракушечные (арагонитовые, реже кальцитовые); 4 — эхиноидные (магнезиально-кальцитовые); 5 — балинусовые (кальцитовые); 6 — серпулидовые (арагонитовые, реже магнезиально-кальцитовые); 7 — мшанковые (арагонитовые и магнезиально-кальцитовые). Стрелки — направление основных течений, толстые линии — изотерма $+18^{\circ}\text{C}$ для самого холодного месяца (поверхностные воды)

этих осадках принадлежит планктонным фораминиферам. Известковые донные фораминиферы преобладают лишь на шельфе. На глубинах более 4500 м они сменяются агглютинирующими. Раковинки фораминифер определяют не только карбонатность, но в значительной степени и гранулометрический состав осадков. Наибольшее значение для осадкообразования имеют глобигерины и глобороталии. Размеры их раковин колеблются в пределах 50—100 мк. Обитают они в поверхностном слое вод, главным образом до 300 м с максимумом на глубине около 50 м, что устанавливается изучением соотношения заполненных плазмой и пустых (мертвых) раковин. На глубинах более 2000 м в пробах Н. В. Беляевой (1964) встречены только пустые раковины. Имеются,

однако, указания на то, что в некоторых случаях планктонные фораминиферы обитают и на глубинах до 3000 м.

Изучение взвеси и планктонных ловов с разных глубин и из разных климатических зон океанов показало, что растворения раковин в толще вод за небольшое время осаждения не происходит, так как на них нет следов коррозии. Растворение идет только на дне, где время пребывания раковин под воздействием агрессивных вод в тысячи и миллионы раз больше, чем в толще вод.

В соответствии с исходными размерами раковин фораминиферовые осадки должны иметь крупность песков и алевритов. Однако в процессе растворения раковинки распадаются на мельчайшие слагающие их кристаллиты кальцита, имеющие размерность пелита. Чем дальше заходят процессы растворения, тем более тонкими становятся фораминиферовые осадки. Для них поэтому весьма характерна двувёршинность, с одним максимумом в песчано-алевритовой части спектра и вторым — в пелитовой (Лисицын и др., 1966). Формирование гранулометрического спектра фораминиферовых осадков идет, таким образом, резко отлично от терригенных и зависит, в основном, от физико-химических условий, а затем — от динамики вод.

Чистые кокколитоые современные осадки в Тихом океане не встречаются. Кокколиты образуют примесь (до 10—25%) в фораминиферовых осадках. Кокколитоые водоросли встречаются в основном в тропической зоне океана. Размеры протопласта кокколитофорид равны 5—50 мк. Панцирь его (коккосфера) состоит из отдельных элементов (кокколиты, рабдолиты), которые и обнаруживаются в пелитовых фракциях осадков. В третичных отложениях Тихого океана кокколиты составляют до 50% карбонатного материала.

Кораллово-водорослевые осадки развиты на площади более 190 млн. км², причем основная их часть сосредоточена в сравнительно узкой полосе Тихого океана, у коралловых рифов. Их распространение тесно связано с климатической зональностью и, прежде всего, с температурой вод. Коралловые биоценозы не встречаются в местах, где температура поверхностных вод хотя бы на непродолжительное время падает ниже 18°С; но при 25—30°С их развитие замедляется, а при 34—35°С кораллы погибают. Вторым важным фактором является достаточное количество света, поскольку энергетической основой биоценоза является фотосинтез. Обычно живые биоценозы кораллов обитают до глубин 50 м, в отдельных случаях — до 100 м. Максимальная продуктивность их имеет место на глубинах 5—10 м. В биоценоз кораллового рифа входят в основном мадрепоровые кораллы и известковые водоросли (красные, зеленые), а затем моллюски, фораминиферы, иглокожие и др. Мадрепоровые кораллы обитают в симбиозе с микроскопическими водорослями — зооксантеллами, которые обеспечивают дыхание колонии, а также удаление продуктов метаболизма. Кораллы без зооксантелл быстро погибают. Коралловые биоценозы представляют собой сложную систему, объединенную пищевыми, выделительными, сорбционными и иными связями. Это сообщество энергетически выгодно до глубин 50—60 м; глубже встречаются практически все представители биоценоза, но они обитают раздельно. Крупнейшей из современных рифовых построек нашей планеты является Большой Барьерный риф, расположенный в юго-западной части океана. Он протягивается на 2300 км и состоит из бесчисленного множества отдельных рифов, разделенных проливами.

Основное количество разнообразных коралловых образований (барьерных рифов, окаймляющих рифов, атоллов и др.) сосредоточено в западной и центральной частях тропической полосы Тихого океана. В восточной части Тихого океана, как и в восточной части Индийского и Атлантического, коралловые постройки редки. Это связывается с рас-

пространением здесь холодных течений и подъемом холодных глубинных вод к поверхности.

Данные о скорости роста рифов сильно разнятся, но чаще всего цифры находятся в пределах 1—10 мм в год. Среди различных организмов, накапливающих CaCO_3 в коралловом рифе, наиболее важную роль играют известковые водоросли, которые дают 30—50% всего CaCO_3 . На втором месте — собственно кораллы (10—30%), на третьем — различные моллюски (10—20%) и на четвертом — фораминиферы (1—10%).

Наряду с массивными коралловыми постройками, широко распространены также и рыхлые коралловые кораллово-водорослевые осадки, образующиеся за счет измельчения материала рифа. С внешней стороны рифов до глубин 900—1000 м преобладает крупный карбонатный обломочный материал — галька, гравий, песок. Глубже развит алевроитовый и пелитовый коралловый материал. Исследования в 37-м рейсе «Витязя» показали, что на склонах некоторых рифов до глубин почти 3000 м в осадках наблюдается 40—50% арагонитового кораллово-водорослевого рифового детрита (Петелин, 1966). По мере удаления от рифа количество рифогенного материала уменьшается и он сменяется наиболее обычными в пелагических частях океана фораминиферовыми осадками. Донные осадки лагун формируются в условиях, резко отличающихся от условий открытого океана. Главным типом лагунных осадков являются карбонатные кораллово-водорослевые пески, алевроиты и илы. Возможно, что в какой-то степени в сложении их участвуют продукты химической или химико-биологической преципитации CaCO_3 .

Распространение других генетических типов карбонатных осадков в Тихом океане очень ограничено, и мы на них не останавливаемся.

5. МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ

Органогенный карбонат кальция встречается в осадках Тихого океана в виде трех основных минералогических форм: кальцита, магнезиального кальцита (от 4 до 30% MgCO_3) и арагонита (см. таблицу).

Кальцитовыми скелетами обладают планктонные и некоторые донные фораминиферы, кокколитофориды и некоторые моллюски; арагонитовыми — главным образом, организмы кораллового биоценоза: кораллы, а также многие двустворчатые, брюхоногие и крылоногие (птероподы) моллюски; магнезиально-кальцитовыми — красные известковые водоросли, некоторые донные фораминиферы, губки, альционариевые кораллы, брахиоподы, мшанки, иглокожие и ракообразные (Виноградов, 1935—1944; Boggild, 1930; Chave, 1954, и др.).

Организмы так распределены в океане, что в прибрежных областях и районах коралловых рифов накапливаются, главным образом, арагонит и магнезиальный кальцит. При этом арагонита больше отлагается в тропической зоне, где разнообразны и многочисленны организмы с массивными арагонитовыми раковинами и скелетами. В этой зоне некоторые роды организмов (например, моллюски), имеющие на севере преимущественно кальцитовые раковины, строят их, в основном, из арагонита, что связано с повышением температуры воды (Lowenstam, 1954), хотя в этом случае отчасти имеют значение видовая принадлежность, а также соленость воды. В тропической зоне концентрируется, главным образом, и магнезиальный кальцит с высоким содержанием MgCO_3 . Если на севере в магнезиальных кальцитовых скелетах содержание MgCO_3 обычно не достигает 10%, то вблизи экватора оно поднимается иногда до 25—30%, что свойственно красным известковым водорослям. Повышение содержания MgCO_3 в известковых скелетах связывается с температурой, соленостью и систематической принадлежностью организмов (Виноградов, 1935—1944; Chave, 1954 и др.). Пелагические карбонатные осадки, наиболее широко распространенные в Тихом океане,

Содержание Ca, Mg, Ba и Sr в скелетных остатках некоторых организмов и карбонатных осадках Тихого океана, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Проба	Основной минеральный состав пробы	CaO	MgO	BaO	SrO
	широта	долгота							
В*-3716	2°38'6 с. ш.	128°29'8 в. д.	563	Раковины птеропод	Арагонит	47,03	0,65		0,12
В-3987а	10 40 1 ю. ш.	150 57 8 » »	25	Трубки серпулид	Арагонит, магнезиальный кальцит	51,45	1,22	0,0003	0,38
В-3987б	»	»	25	Раковины пелеципод	Арагонит+кальцит	53,13	0,72	Нет	0,19
В-3987в	»	»	25	Раковины фораминифер и моллюсков, обломки кораллового известняка	Магнезиальный кальцит+арагонит	49,02	2,52	0,0001	0,31
В-4081	34 59 0 с. ш.	176 00 8 з. д.	2414	Ил глобигериновый	Кальцит	49,98	0,53		0,12
В-5131	7 57 2 » »	175 57 7 » »	3936	» »	»	51,67	0,42		0,12
В-3866	5 02 8 » »	172 16,7 в. д.	4413	» »	»	45,83	0,60		0,12
В-3889	27 46 7 » »	142 00 0 » »	288	Трубки серпулид, панцири ежей, раковины пелеципод и фораминифер	Магнезиальный кальцит+арагонит	48,23	3,93	Нет	0,23
В-3905	8 29 4 » »	141 54 5 » »	312	Обломки кораллового известняка	Арагонит+магнезиальный кальцит	51,59	1,16	0,0007	0,70
-330 7	8 36 7 ю. ш.	172 29 5 з. д.	980— —1220	Обломки кораллового известняка с примесью раковин моллюсков	Арагонит	52,70	0,81	0,0003	
О*-431	27 13 4 » »	109 25 2 » »	132	Песок мшанково-фораминиферовый	Магнезиальный кальцит+арагонит	35,81	3,19	Нет	0,25
О-342	37 40 5 » »	150 00 0 в. д.	120	Мшанково-ракушечный детрит	Арагонит+магнезиальный кальцит	41,10	1,33	0,0007	0,25
О-356	50 25 3 » »	166 37 6 » »	75	» »	Арагонит+магнезиальный кальцит	50,42	1,06	0,0004	0,25

* В—«Витязь».

** О—«Обь».

не, состоят почти исключительно из кальцита, слагающего раковины планктонных фораминифер и кокколитофорид.

Распределение по фракциям донных осадков кальцита, магнезиального кальцита и арагонита чрезвычайно разнообразно и зависит, прежде всего, от исходных размеров скелетов организмов, а также их устойчивости к действию агентов разрушения. Наблюдения показывают, что арагонитовые скелеты значительно менее стойки к растворению, чем кальцитовые. Они разрушаются быстрее, чем кальцитовые и некоторые магнезиально-кальцитовые тех же размеров.

Из трех названных минералов наиболее устойчивую в условиях дневной поверхности решетку имеет кальцит. Магнезиальный кальцит и арагонит перекристаллизуются в кальцит, причем у арагонита это происходит быстрее (Chave, 1962; Maxwell et al., 1964). Перекристаллизация магнезиального кальцита сопровождается выделением $MgCO_3$, который, по-видимому, может вызвать локальную доломитизацию в толще осадка, как это наблюдается в коралловых рифах.

Кальцит является также наиболее устойчивым и в отношении растворения (Jemieson, 1953; Garrels, 1960; Garrels, Thompson a. Siever, 1960; Jansen a. Kitano, 1963 и др.). Его растворимость меньше растворимости арагонита. Однако, если в кальците имеется большая примесь магнезия (магнезиальный кальцит), то растворимость его значительно возрастает и нередко превосходит растворимость арагонита.

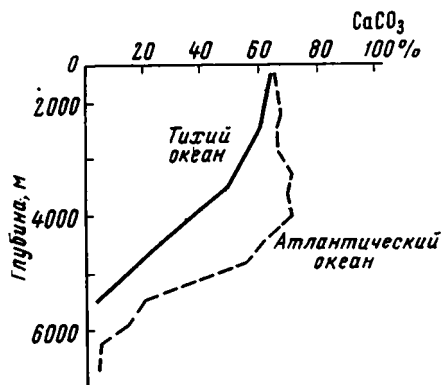
Сочетание количественного распространения различных организмов, накапливающих $CaCO_3$, минерального состава их скелетных остатков, а также физико-химических условий, определяющих сохранность карбонатного материала в осадках, обуславливает четко выраженную зависимость минералогии карбонатов от климатической и вертикальной зональности. Чем дальше от экватора и чем больше глубина, тем меньше вероятность обнаружения в осадках арагонита и магнезиального кальцита, тем больше в них будет преобладать кальцит. В разрезе, как было показано выше, pH, удельная щелочность и парциальное давление углекислоты резко меняются в пределах верхних 2000 м, где это связано с климатической зональностью. С увеличением глубины распределение их выравнивается. В соответствии с этим находится и минеральный состав карбонатных осадков на глубинах до 2000—3000 м. В экваториальной и аридных областях преобладает арагонит и магнезиальный кальцит, в высоких широтах — кальцит. С увеличением глубины в осадках Тихого океана, на всем его пространстве от северной до южной окраины, резко преобладает лишь один минерал — кальцит.

6. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ И ФАКТОРЫ, ЕЕ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

Со времени экспедиции на «Челленджере» (Murray a. Renard, 1891) известно, что распределение $CaCO_3$ в осадках может быть связано с глубиной. Наличие этой связи было подтверждено затем материалами других экспедиций в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Однако взгляды на такую связь до сих пор весьма разноречивы. Например, К. Андре (Andree, 1920) указывал, что если она и существует, то в осадках Атлантического океана выражена крайне слабо. О. Пратье (Pratje, 1932) вообще отрицал прямую связь между глубиной и содержанием карбоната кальция в осадках. Попытку установить такую связь в донных осадках Атлантического океана предпринял Дж. Пиа (Pia, 1933), который использовал 1426 анализов из работы Дж. Мёррея и И. Чамли (Murray a. Chumley, 1924). Усреднив данные по содержанию $CaCO_3$ на разных глубинах, он составил кривую распределения его по глубинам (фиг. 5). На той же фигуре приведена кривая средних содержаний $CaCO_3$ по глубинам Тихого океана, составленная на основе всех

доступных данных Р. Ревеллом (Revelle, 1944). До глубины 1000 м эти кривые совпадают, но на больших глубинах содержание CaCO_3 в Атлантическом океане выше, чем в Тихом. Концентрация 10% CaCO_3 (нижний предел для слабо карбонатных осадков) в Тихом океане установлена этими авторами на глубине 5250 м, а в Атлантическом — на глубине около 6000 м.

Исчезновение карбонатных осадков ниже определенной глубины истолковывалось разными авторами по-разному. Предполагалось влияние



Фиг. 5. Изменение средних содержаний CaCO_3 в донных осадках Атлантического (Pia, 1933) и Тихого (Revelle, 1944) океанов в зависимости от глубины

температуры вод и содержания в них CO_2 и величины рН, влияние вулканизма, содержания органического вещества в осадках, измельчения бентосными организмами частиц осадков и т. д.

Р. Ревелл (Revelle, 1944) обратил внимание на то, что связь CaCO_3 с глубиной выражена неодинаково в разных климатических зонах. К сожалению, далеко не все определения, использованные Ревеллом, достаточно надежны.

При исследованиях на «Витязе» связь между карбонатонакоплением и глубинами была раньше всего изучена в северо- и юго-западной частях океана. Здесь была установлена глубина, ниже которой содержание CaCO_3 в осадках составляет менее

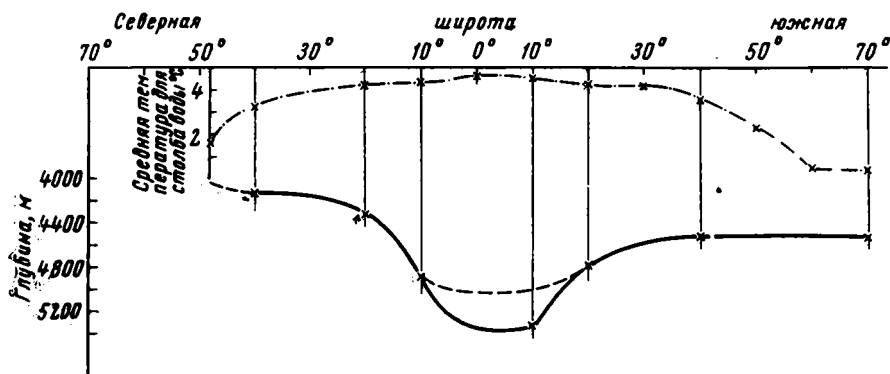
10%. Такая глубина представляет собой границу между карбонатными и бескарбонатными осадками и носит название критической (Лисицын и Живаго, 1958; Безруков, 1961; Лисицын, 1961_{1,2}) или компенсационной (Revelle, 1944). В пределах зоны карбонатонакопления Тихого океана эта глубина равна 4500—4700 м, а в южной части Индийского океана — 4500—4600 м (Лисицын, 1960, 1961_{1,2}; Петелин, 1960; Безруков, Лисицын и др., 1961_{1,2}).

Нами выполнен графический анализ связи между карбонатонакоплением и глубиной по широтным зонам с севера на юг океана. При этом использовались не осредненные данные по содержанию CaCO_3 , как это делалось раньше, а конкретный фактический материал с исключением сомнительных данных. Для построения графиков по оси ординат откладывались глубины, а по оси абсцисс — содержание CaCO_3 в пробах. Основой для работы явились проанализированные по единой методике отечественные материалы. Графики составлялись по следующим широтным зонам: 70—40° с. ш., 40—20° с. ш., 20° с. ш.—20° ю. ш., 20—40° ю. ш. и 40—70° ю. ш. (фиг. 6).

Если провести кривую, огибающую максимальные значения содержания CaCO_3 на всех глубинах в пределах широтной зоны, то пересечение ее с линией 10% CaCO_3 (при таком содержании CaCO_3 карбонатные осадки сменяются бескарбонатными) определяет положение критической глубины.

В холодной и умеренной частях северной гумидной зоны Тихого океана (70—40° с. ш.) основная часть проб даже на малых глубинах не содержит CaCO_3 . Лишь на подводных горах (глубина 1000—1500 м) встречаются осадки с 10—30, а на юге — до 25—65% CaCO_3 . Имеющийся материал позволяет ориентировочно установить критическую глубину в 4100 м. Положение ее определяется не только растворением CaCO_3 , но и его разбавлением терригенным материалом.

В северной аридной зоне Тихого океана (40—20° с. ш.), для которой имеется большое количество надежных данных по материалам экспедиций на «Витязе», критическая глубина выражена четко и равна 4300 м. Содержание CaCO_3 закономерно уменьшается с глубиной. В этой зоне поступление терригенного разбавляющего материала с суши крайне мало (аридные зоны суши) и потому разбавление карбонатного материала очень слабое.



Фиг. 6. Зависимость содержания CaCO_3 в осадках Тихого океана от глубины на меридиональном разрезе по широтным поясам

Сплошная линия — средняя критическая глубина для поясов; пунктирная — средняя взвешенная температура для столба воды в пределах этих поясов

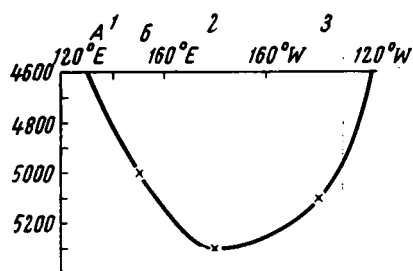
Еще больше обеспечена надежными данными гумидная экваториальная зона (20° с. ш. — 20° ю. ш.). Крутизна кривой здесь больше, а критическая глубина равна 5300 м. Максимальные значения содержания CaCO_3 получены на четырех станциях «Витязя» и одной — «Тускароры». Поскольку есть данные о перемещении карбонатных осадков в этом районе суспензионными потоками на глубины более 5000 м, где они перекрывают красные глины (район Маршалловых островов и другие), эти точки можно отбросить; тогда критическая глубина уменьшается до 4900 м.

Этот широтный пояс был разбит на более дробные: 20—10° с. ш., 10° с. ш. — 10° ю. ш. и 10—20° ю. ш. Для них в отдельности установлено значение критической глубины, равное 4850, 4900 и 4750 м соответственно. Таким образом, максимальная критическая глубина для Тихого океана закономерно приурочена к экваториальной гумидной зоне (10° с. ш. — 10° ю. ш.).

Для аридного и гумидного поясов южного полушария (20—40° ю. ш., 40—60° ю. ш.) по большому количеству надежных данных получена одна и та же критическая глубина — 4500 м. Критическая глубина увеличивается с севера и юга к экватору. Это увеличение происходит довольно плавно примерно до 10° с. ш. и 10° ю. ш. и резко на переходе к экваториальной зоне (см. рис. 6).

Интересно проследить положение критической глубины в пределах экваториальной зоны в широтном направлении — от берегов Азии к берегам Америки. Это позволит установить влияние разбавляющего терригенного материала, а также темпов поступления карбонатов в разных частях экваториальной зоны. С этой целью были построены графики зависимости содержания CaCO_3 в осадках от глубины в экваториальной зоне (10° с. ш. — 10° ю. ш.) по 120—140° в. д., 140—160° в. д., 160° в. д. — 160° з. д. и 160—120 з. д. Участок, расположенный еще западнее, не рассматривается, так как глубины здесь меньше 4000 м (плато Альбатрос, многочисленные подводные поднятия). Оказалось, что на первом

(западном) участке экваториальной зоны критическая глубина равна 4600 м. Это, несомненно, связано со значительной скоростью поступления в океан разбавляющего бескарбонатного материала с берегов Азии и островных дуг. На следующем участке (140—160° в. д.), наиболее удаленном от континентов, критическая глубина увеличивается до 5000 м, а на третьем (160° в. д. — 160° з. д.) — до 5300 м (если отбросить несколько максимальных значений, то она составит 4900 м). Последний участок в центральной части Тихого океана (160—120° з. д.) характеризуется критической глубиной 5100 м. Таким образом, и в этом случае имеет место увеличение критической глубины от периферии к центру океана (фиг. 7). Если представить себе расположение критических глубин в пространстве, то для Тихого океана они образуют поверхность критической глубины в виде неправильной чаши, края которой поднимаются от центра к материкам и от экватора — к северу и югу. Дно чаши глубже всего в узкой экваториальной зоне.



Фиг. 7. Зависимость содержания CaCO_3 в осадках Тихого океана от глубины в пределах экваториальной зоны (10° с. ш.—10° ю. ш.)

Линия соединяет точки средних критических глубин для 20°-ных участков по долготе (с запада на восток)

Каким образом происходит уменьшение содержания CaCO_3 в осадках с глубиной? Мы уже видели, что основные факторы, определяющие карбонатную систему в водах океана на глубинах более 2000 м, меняются очень плавно. Растворение основной части карбонатных остатков планктонных организмов происходит только на дне, в поверхностном слое осадков. Как известно, с повышением температуры растворимость CaCO_3 понижается, и это, казалось бы, совпадает с положением поверхности критических глубин. Однако изменение температуры глубинной воды происходит от полярных областей океана к экватору, очень плавно (см. фиг. 6), а критическая глубина меняется при переходе в экваториальную зону скачком. Следовательно, такими показателями как удельная щелочность, pH и температура придонной воды положение критической глубины определяется лишь отчасти. Большое значение в этом случае имеет экспозиция карбонатных частиц на дне, которая, в зависимости от скоростей осадкообразования, продолжается десятилетиями, сотнями, а иногда и тысячами лет. Темпы поступления карбонатного материала на дно являются одним из основных факторов, определяющих положение критических глубин. В частности, со значительным ростом скорости карбонатонакопления связано опускание критических глубин в экваториальной зоне океана. При больших скоростях образования (отложения суспензионных потоков) известковые илы встречаются в толще осадков глубоководных желобов на глубинах 8000 м и более (Петелин, 1960).

Кроме экспозиции, одним из основных факторов, влияющих на положение критической глубины (в сторону ее уменьшения), является разбавление осадков бескарбонатным материалом. Это хорошо прослеживается при рассмотрении критических глубин в экваториальной зоне по долготе: по мере приближения к материкам критическая глубина уменьшается. Биологическая продуктивность планктона в экваториальной зоне становится более высокой (Семина, 1963; Виноградов и Воронина, 1966), поэтому скорость поступления карбонатного материала в осадках сильно возрастает по сравнению с прилегающими к этой зоне северной и южной аридными зонами. Скорости седиментации в экваториальной зоне относительно высоки, что подтверждается как определениями абсолютного возраста осадков, так и их стратиграфией. Вслед-

ствие этого возрастает скорость поступления карбонатного материала из взвеси. Кроме того, карбонатные частицы при высокой скорости седиментации быстрее покрываются оседающим материалом, защищающим их от растворяющего действия воды. Это в конечном счете и способствует значительному продвижению карбонатного материала на глубины — к увеличению критической глубины. Вместе с тем в осадках пелагических частей экваториальной зоны мало разбавляющего терригенного материала, который снижает карбонатность осадка. Именно таким сочетанием условий объясняется резкое увеличение критических глубин в узкой экваториальной зоне.

Вертикальная зональность в значительной мере отражается на минералогическом составе карбонатов. Как указывалось выше, в ледовой и холодных частях умеренных гумидных зон в составе карбонатного биогенного материала резко преобладает один карбонатный минерал — кальцит. В аридных и экваториальной гумидной зоне местами преобладает арагонит и высокомагнезиальный кальцит или кальцит. При опускании карбонатных частиц на дно арагонитовый и магнезиальный материал растворяется намного раньше, чем кальцитовый. Можно сказать, что с глубин 2000 м и до максимальных глубин распространения карбонатов почти повсеместно в морях и океанах начинается царство кальцита. По мере опускания на глубины происходит, таким образом, как бы сепарация карбонатных минералов, уменьшение их набора с резким обогащением наиболее стойким кальцитом.

Описанные выше основные факторы воздействуют на распределение CaCO_3 в осадках Тихого океана одновременно и в ряде случаев довольно сложно ссчитаются, так что влияние их можно распознать при очень тщательном анализе условий осадкообразования. Реже действие одного из факторов при данных условиях явно преобладает.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. Intern. Ocean. Congr. Preprints. Washington, 1959.
- Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 32, 1960.
- Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. — В кн. «Международ. геол. конгресс». 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 10 — Морская геология. М. Изд. АН СССР, 1960.
- Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. — В кн. «Океанологические исследования (X раздел программы МГГ)». Сб. 4, 1961.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана. — В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд. АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана. — В кн. «Современные осадки морей и океанов». М. Изд. АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Осадконакопление в Мировом океане. — В кн. «Физико-географический атлас Мира». М. стр. 16—17, 1964.
- Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 68, 1964.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Ч. 1—3. — Тр. биогеохим. лаб. АН СССР, № 3, 4, 6, 1935—1944.
- Виноградов М. Е., Воронина Н. М. Некоторые особенности распределения планктона в водах экваториальных течений Тихого и Индийского океанов. — В кн. «Океанологические исследования». № 13 (X раздел программы МГГ), 1966.
- Гершанович Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря. — Тр. Гос. океанограф. науч.-исслед. ин-та, вып. 31 (43), 1956.
- Иваненко В. Н. Карбонатная система. — В кн. «Тихий океан». Т. 3, М. «Наука», 1966.
- Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 29, 1959.

- Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов. В кн. «Междунар. геол. конгресс». 21^я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 10—Морская геология. М. Изд. АН СССР, 1960.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М. Изд. АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море, М. «Наука», 1966.
- Лисицын А. П., Петелин В. П. Современные карбонатные осадки холодноводных морей. Автореф. доклада. Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, т. 28, вып. 2, 1953.
- Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщ. 2-е. Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 3.
- Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана. Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2.
- Лус В. Я., Кузнецов А. П. Материалы по количественному учету донной фауны в Корфо-Карагинском районе (Берингово море).— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 16, 1961.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 1—2. Под ред. Н. М. Страхова. М. Госгеолтехиздат, 1957.
- Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана.— В кн. «Океанологические исследования», № 2 (X раздел программы МГГ), 1960.
- Петелин В. П. 37 рейс экспедиционного судна «Витязь» (центральная часть Тихого океана). Океанология, 1966, т. 6, вып. 1.
- Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 46, 1961.
- Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по 174° з. д. Ч. II. Количество клеток фитопланктона.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 71, 1963.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М. Изд. АН СССР, 1951, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В кн. «Образование осадков в современных водоемах». Ч. 3. М. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Тихий океан. Ч. 3. Химия Тихого океана. М. «Наука», 1966.
- Alderman A. R. Aspects of Carbonate sedimentation.— J. Geol. Soc. Australia, v. 6, pt. 1, 1959.
- Alderman A. R. Dolomite sediments and their environment in the South-East of South Australia.— Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 29, No. 12, 1965.
- Andree K. Geologie des Meeresbodens. Bd 2, 689, pp., Borntrager, Leipzig, 1920. Das Meer und seine geologische Tragigkeit, in W. Lalomon, Grundruege der Geologie, Bd 1. Schweizerbart, Stuttgart, 1925.
- Arrhenius G. Sediment cores from the east Pacific. Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948. Repts, v. 5, f. 1, 1952.
- Arrhenius G. Pelagic sediments. The Sea, Ideas and observations on progress in the study of the seas, v. 3. J. Wiley and Sons, Inc. N. Y.—L., 1963.
- Bogild O. B. The shell structure of the mollusks. Kgl. Danske vid. selskab. Skrifter, Naturvidensk. og Math. Afdel., 9-th Ser. 2, 1930.
- Bonatti E. Deep-sea authigenic calcite and dolomite.— Science, v. 153, No. 3735, 1966.
- Bramlette M. N. Pelagic Sediments. Oceanography.— Amer. Assoc. Adv. Sci. Publ. 67, Wash. D. C., 1961.
- Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium. I Calcareous marine organisms.— J. Geol., v. 62, No. 3, 1954.
- Chave K. E. Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments.— Limnol. Oceanogr., v. 7, No. 2, 1962.
- Cloud P. E. Jr. Geology of Saipan, Mariana Islands. Part 4. Submarine Topography and shoal-water Ecology.— Geol. Surv. Profess. Paper 280-K. Washington, 1959.
- Gallagher E. W. Sediments of Monterey Bay, California. Mining of California.— Rep. Div. Mines., v. 28, No. 1, 1932.
- Garrels R. M. Mineral equilibria at low temperatures and pressures. N. Y., 1960.
- Garrels R. M., Thompson M. E. and Siever R. Stability of some carbonates at 25° C and 1 atm total pressure.— Amer. J. Sci., No. 2, 258, 1960.
- Gumbel C. W. Die mineralogisch-geologische Beschaffenheit der auf der Forschungsreise S. M. S. Gazelle gesammelten Meeresgrundablagerungen Forschungsreise S. M. S. Gazelle in den Jahren 1874—1876 unter Kommando des Kap. von Schleinitz. Pt. II. Physik und Chemie. Berlin, 1888.
- Hanzawa S. Preliminary report of marine deposits from the South-western North Pacific Ocean. Rec. of Oceanographic Work in Japan, v. 1, No. 2, 1928.
- Hoshino M. and Higano R. Calcium carbonate contents of deep sea sediment in equatorial region.— J. Oceanogr. Soc. Japan, v. 17, No. 2, 1961.

- Jamieson J. C. Phase equilibrium in the system calcite-aragonite. *J. Chem. Phys.*, v. 21, No. 7, 1953.
- Jansen I. F. and Kitano Y. The resistance of recent marine carbonate sediments to Solution.—*J. Oceanogr. Soc. Japan*, v. 18, No. 4, 1963.
- Lowenstam H. A. Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonat-secreting organisms.—*J. Geol.*, v. 62, No. 3, 1954.
- Lowenstam H. A. and Epstein S. Sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank. *J. Geol.*, v. 65, No. 3, 1957.
- Maxwell W. G. H., J. S. Jell and R. G. McKellar. Differentiation of carbonate sediments in the Heron Island Reef.—*J. Sedim. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- McKee E. D., J. Cronin and E. B. Leopold. Sedimentary belts in Lagoon of Kapingamarangi Atoll.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 43, No. 3, p. 1, 1959.
- Murray John. On the depth, temperature of the ocean waters, and marine deposits of the southwest Pacific Ocean. *Queensland Geogr. Journ. (Brisbane)* N. S. v. 21, No 1, 1906.
- Murray John and G. V. Lee. The depth and marine deposits of the Pacific.—*Mem. Mus. Comp. Zool.*, v. 38, No 1, 1909.
- Murray John and Chumley James. The deep-sea deposits of the Atlantic Ocean.—*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, v. 54, pt 1, 1924.
- Murray John and A. F. Renard. Report on the deep-sea deposits based on the Specimens collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the Years 1872 to 1876. London, 1891.
- Newell N. Geological reconnaissance of Raroia (Kon Tiki) Atoll, Taumotu Archipelago.—*Bull. Amer. Museum. Natur. History*, v. 109, article 3, 1956.
- Olausson E. Studies of deep-sea cores.—*Rept. Swedish Deep-Sea Expt. 1947—1948*, v. 8, f. 4, 1961.
- Pia J. Die rezenten Kalksteine.—*Z. Kristallogr. Min. Petr., Abt. B., Erg. Bd.* 1933.
- Pratje O. Die marinen Sedimente als Abbildung ihrer Umwelt und ihre Auswertung durch die regional-statistische Methode. *Fortschr. Geol. und Paleontol.*, v. 19, No. 35, 1932.
- Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific ocean by the Carnegie on this seventh cruise. *Scient. res. of cruise. 7 of the Carnegie 1928—1929. Oceanography*, 2, 1944.
- Revelle R. R., Bramlette M., Arrhenius G. and Goldberg E. D. Pelagic sediments of the Pacific.—*Geol. Soc. America Special Paper* 62, 1955.
- Revelle R. R. and Fairbridge R. R. Carbonates and carbon dioxide.—*Bull. Geol. Soc. Amer. Mem.*, vol. 67, No. 1, 1957.
- Schott G. *Geographie des Indischen und Stillen ozeans*. Hamburg, 1935.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W. and Fleming R. H. *The oceans*. New York, 1942.
- Trask P. P. Origin and environment of source sediments of petroleum. *Amer. Petrol. Inst.*, 1932.
- Trask P. Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments.—*U. S. Geol. Serv.*, 1937.
- Tyler S. A. The petrography of some bottom samples from the North Pacific Ocean.—*J. Sediment. Petrol.*, v. 1, No. 1, 1931.
- Zen E. Carbonate equilibria in the open ocean and their bearing on the interpretation of ancient carbonate rocks.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 18, No. 1—2, 1960.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
13.IV.1967

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В ОСАДКАХ И МАРГАНЦОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ ОКЕАНА**

И. И. ВОЛКОВ, Л. С. ФОМИНА

Вопрос о закономерностях распределения редкоземельных элементов в осадках океана изучен очень слабо и прежде всего страдает отсутствием фактического материала, который позволил бы сделать убедительные выводы о геохимическом поведении в океане этой большой группы элементов, обладающих чрезвычайно сходными химическими свойствами. По большей части исследователи океанских осадков приводят данные лишь о содержании La, Yb и иттрия, также обычно причисляемого к группе лантаноидов; данные о содержании указанных элементов получаются попутно при спектрографическом изучении осадков (Goldberg a. Arrhenius, 1958; Turekian, Wedepohl, 1961; El Wakeel, Riley, 1961; Arrhenius, 1961).

Специальное изучение распределения элементов группы редких земель в морских осадках было начато Э. А. Остроумовым (1953) на примере отложений Черного моря.

Распределение суммы лантаноидов в воде Индийского океана было проведено Ю. А. Балашовым и Л. М. Хитровым (1961); было показано, что с глубиной содержание ΣTR увеличивается и на 4000 м примерно втрое превышает концентрацию в поверхностных водах. Среднее содержание р. з. э. в водах Индийского океана указанные авторы оценивают в $(2,0-2,5) \cdot 10^{-7}\%$ (или 2,0—2,5 мкг/л) в расчете на окиси. Позднее был установлен состав суммы редкоземельных элементов в воде океана и подтверждено увеличение концентрации их с глубиной (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963).

Следует отметить, что содержание ΣTR в воде океана, по данным указанных авторов ($1,06 \cdot 10^{-2}$ мкг/л без иттрия), примерно в 100 раз ниже, чем приводимое Ю. А. Балашовым и Л. М. Хитровым (1961).

В настоящее время в литературе имеются данные о распределении р. з. э. только в 12 пробах современных осадков океана. Ю. А. Балашов, А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов и Н. В. Туранская (1964) приводят относительный состав суммы лантаноидов (не указывая содержания ΣTR) для четырех проб осадков Индийского океана. В работе Р. Вильдемана и др. (Wildeman, Haskin, 1965) изучено содержание и состав суммы редких земель в 8 пробах осадков Тихого и Атлантического океанов. Из этих данных только для 4 проб может быть подсчитано содержание ΣTR , в остальных пробах авторами не приводится содержание Се. Результаты определений, имеющиеся в литературе, сведены нами в табл. 1 и для единообразия пересчитаны на относительное содержание, при этом концентрация La принята за единицу. Характеристика проб Индийского океана, поскольку авторами она не приведена, взята нами из работы А. П. Лисицына (1961). Соотношение цериевой и иттриевой подгрупп ($\Sigma Ce/\Sigma Y$) в составе р. з. э. подсчитано нами. Содержание суммы р. з. э. в океанских осадках, по данным Вильдемана и Хаскина, как это видно

Таблица 1

Относительное содержание редкоземельных элементов в осадках океанов

№ станции	Характеристика осадков	Содержание ΣTR , % · 10 ⁻³	Относительное содержание элементов, La=1															$\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	
329*	Ил алевритовый с примесью глинистого, серовато-бурого цвета. Глубина 36 м	—	1	1,9	0,26	0,9	0,23	—	0,22	—	0,17	—	0,13	—	0,13	—	1,7	2,1
307*	Красная глубоководная глина. Глубина 5501 м	—	1	2,1	0,20	1,0	0,25	—	0,28	—	0,22	—	0,15	—	0,12	—	2,0	1,9
295*	Глобигериновый, карбонатный ил	—	1	0,88	0,20	1,0	0,22	—	0,28	—	0,03	—	0,07	—	0,06	—	0,8	3,5
157*	—	—	1	1,9	0,30	0,86	0,19	—	0,22	—	0,16	—	0,09	—	0,08	—	1,1	3,1
У-18-35**	Красная глина. Глубина 3935 м	17,7	1	2,78	0,34	1,18	0,18	0,07	0,22	0,04	—	0,04	0,10	0,02	0,14	—	1,21	3,8
У-18-35	Красная глина. Глубина 3935 м	15,4	1	1,70	0,29	1,10	0,17	0,05	0,21	0,03	—	0,03	0,03	0,01	0,07	—	1,09	3,5
У-16-32	Красная глина. Глубина 5141 м	—	1	—	0,30	1,12	0,22	0,05	0,26	0,04	—	0,04	0,10	0,02	0,09	—	0,91	—
ВВ-199-10	Радиоляриевый ил с примесью красной глины. Глубина 4700 м	21,3	1	1,53	0,28	1,18	0,25	0,06	0,21	0,04	—	0,04	0,11	0,01	0,14	—	0,97	3,6
ВВ-144-10	Глобигериновый ил. Глубина 3394 м	—	1	—	0,23	1,53	0,22	0,07	0,26	0,04	—	0,04	0,17	0,02	0,17	—	1,11	—
ВВ-110-1	Диатомовый ил. Глубина 3131 м	—	1	—	0,26	1,11	0,23	0,07	0,30	0,05	—	0,04	0,13	0,02	0,11	—	1,76	—
ВВ-108-39	Терригенный ил. Глубина 92 м	—	1	—	0,27	0,94	0,20	0,06	0,22	0,04	—	0,04	0,12	0,02	0,08	—	0,93	—
ВВ-291-41	Терригенный ил. Глубина 2798 м	14,7	1	2,31	0,24	0,98	0,20	0,06	0,25	0,03	—	0,04	0,14	0,02	0,12	—	1,07	3,5

* Данные Ю. А. Балашова, А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова, Н. В. Туранской (1964);

** Данные R. Wildeman and L. Haskin (1965).

из табл. 1, изменяется от 0,015 до 0,021% в расчете на элементы, т. е. близко к средним концентрациям для осадочных пород и почв (Minami, 1935; Виноградов, 1957). Исследования по распределению редких земель в железо-марганцевых конкрециях океана также немногочисленны и не могут претендовать на обстоятельность. В работе Д. Н. Пачаджанова, Г. А. Бандуркина и др. (1963) приведены результаты изучения двух конкреций Индийского океана. Содержание ΣTR в них составляет 0,10 и 0,20% (приведена расшифровка суммы лантаноидов без иттрия). Относительный состав суммы редких земель (по отношению к La, принятому за единицу) приводится в статье Е. Гольдберга и др. (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963) для одной конкреции Тихого океана; обращает внимание необычайно низкое содержание ΣTR , равное примерно 0,01% (без Y).

С научной точки зрения вопросы геохимии осадков и железо-марганцевых конкреций океана взаимосвязаны. Изучение конкреций — продуктов диагенетических преобразований осадков — невозможно без исследования самих донных отложений, послуживших исходным материалом для их образования. К сожалению, такой постановке вопроса при изучении океанских конкреций должного внимания не уделялось, хотя исследования аналогичных образований в осадках Черного моря показали перспективность такого подхода (Волков, Севастьянов, 1967).

Сравнение составов р. з. э. в конкрециях по результатам двух цитированных выше статей и данным по изучению осадков океана (см. табл. 1) показывает более высокое относительное содержание церия в конкрециях и в связи с этим увеличение $\Sigma Ce/\Sigma Y$.

Обратив внимание на это явление, один из авторов настоящей работы провел сравнительное изучение содержания ΣTR и состава лантаноидов в четырех конкрециях и вмещающих их илах из осадков Тихого и Индийского океанов (Фомина, 1966). В результате исследования было установлено, что р. з. э. накапливаются в железо-марганцевых конкрециях океана. Концентрирование редких земель в процессе формирования конкреций из вмещающих их илов сопровождается фракционированием состава ΣTR , направленным в сторону обогащения конкреций элементами цериевой подгруппы; при этом вмещающие илы относительно обогащаются иттриевыми землями.

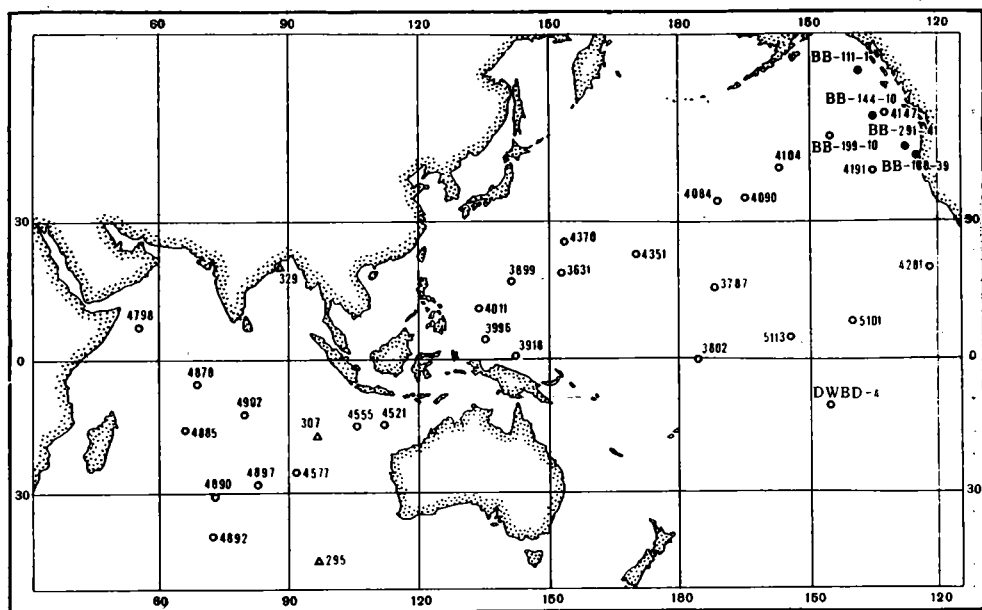
Настоящее сообщение посвящено более широкому изучению распределения р. з. э. в осадках и железо-марганцевых конкрециях океана. Материалом послужили пробы осадков и конкреций Тихого и Индийского океанов, собранные в различных экспедициях э/с «Витязь»¹. Расположение станций, где отобраны пробы, приведено на схематической карте (фиг. 1). Подробное описание осадков и конкреций, использованных в работе, для Тихого океана имеется в статье Н. С. Скорняковой, П. Ф. Андрущенко и Л. С. Фоминой (1962), а для Индийского океана — в статье П. Л. Безрукова (1962).

Сумма р. з. э. определялась колориметрически с реактивом «арсенazo-1» (Зайковский и Башмакова, 1959). Разделение суммы редких земель для расшифровки состава осуществлялось методом распределительной хроматографии на бумаге (Гельман, Варшал и др., 1963; Варшал, Рябчиков, 1964).

1. СОДЕРЖАНИЕ СУММЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДКАХ И КОНКРЕЦИЯХ ОКЕАНА

Определение суммы р. з. э. было проведено в пробах донных илов с 13 станций и в 31 пробе конкреций с 23 станций, расположенных в разных районах Тихого и Индийского океанов. Изученный материал при-

¹ Пробы для исследования были получены из Отдела геологии океана, руководимого проф. П. Л. Безруковым, за что авторы приносят глубокую благодарность.



Фиг. 1. Схематическая карта расположения станций, на которой отобраны пробы для исследования

надлежит разным типам океанических осадков. Поскольку мы ставили целью сравнительное изучение распределения лантаноидов в конкрециях и вмещающих их илах, то большая часть материала представлена теми типами осадков, где наиболее часто встречаются конкреции — красными глубоководными глинами и глобигериновыми известковыми (фораминиферовыми) илами. Предварительное изучение полученных данных показало, что содержание редких земель и в конкрециях, и в одинаковых по типу осадках обоих океанов практически сходно. Поэтому фактический материал сгруппирован в табл. 2 по типам осадков, а не по региональному признаку.

Красные глины являются наиболее характерным и своеобразным типом океанских осадков, занимающим наиболее глубокие части дна. Большая часть конкреционных образований океанических марганцевых руд наблюдается именно в красных глубоководных глинах. Содержание ΣTR в красных глинах, как видно из табл. 2, изменяется в довольно широких пределах — от 0,098 до 0,0661% в расчете на окиси; среднее для 8 образцов красных глин — 0,0236%, что лишь немного выше их среднего содержания в земной коре, оцениваемого А. П. Виноградовым (1957) в 0,02%.

Следующей большой группой океанских осадков, также очень часто вмещающих конкреции, являются известковые глобигериновые или фораминиферовые илы. Содержание р. з. э. в пробах карбонатных илов, как правило, значительно ниже, чем в красных глинах, и изменяется от 0,0046 до 0,0404% в расчете на окиси. Следует отметить, что последнюю цифру, резко выделяющуюся своей величиной из остальных концентраций редких земель в карбонатных осадках океана, не следует считать типичной. Известно, что карбонатный материал является своего рода разбавителем, уменьшающим содержание многих элементов в илах. И в современных осадках (Остроумов, 1953), и в осадочных породах (Балашов, Ронов и др., 1964) карбонатные отложения значительно обеднены редкоземельными элементами по сравнению с глинистыми. Нужно, однако, оговориться, что карбонаты в черноморских отложениях и в

Содержание суммы редкоземельных элементов в осадках и конкрециях

№ станции	Глубина, м	Характеристика осадков	Содержание ΣTR в расчете на окиси, % · 10 ⁻³		Примечания
			осадки	конкреции	
4011	5950	Красная глина. Конкреции отсутствуют	9,8	—	
5113	5200	То же	66,1	—	
У-18-35*	3935	» »	21,0	—	
То же	»	» »	18,3	—	
Среднее для красных глин без конкреций			28,8	—	
3631	5643	Красная глина. Конкреции	—	170	Наружный слой Промежуточный слой Внутренний слой
3787	»	То же	—	233	
»	»	» »	—	243	
»	»	» »	—	239	
3802	5329	» »	—	33	
3899	4620	» »	—	83	Наружный слой Промежуточный слой Ядро
4084	5971	» »	—	106	
4090	5913	» »	—	152	
»	»	» »	—	204	
»	»	» »	—	229	
4281	4370	» »	—	127	Наружный слой Промежуточный слой Ядро
4370	6120	» »	—	121	
4191	4477	» »	7,3	212	
»	»	» »	—	218	
»	»	» »	—	57	
4351	5817	» »	33,7	146	
4555	5810	» »	21,0	126	
4577	4808	» »	11,4	161	
Среднее для красных глин, содержащих конкреции			18,3	—	
Среднее для конкреций из красных глин			—	159	
Среднее для всех красных глин			23,6	—	
3918	3125	Фораминиферовый ил. Конкреции отсутствуют	5,1	—	Наружный слой Внутренний слой
5101	3500	То же	4,6	—	
3996	4580	Глинисто-известковый ил. Конкреции	—	60	
»	»	То же	—	53	
4521	4598	Фораминиферовый ил. Конкреции	—	139	
4798	4365	То же	—	152	
4878	4676	» »	5,0	204	
4885	4382	» »	5,9	94	
4890	3603	» »	9,5	167	
4897	4244	» »	40,4	146	
Среднее для фораминиферовых илов без конкреций			4,8	—	
Среднее для фораминиферовых илов с конкрециями			15,2	—	
Среднее для конкреций фораминиферовых илов			—	126,4	
Среднее для всех фораминиферовых илов			11,8	—	
4902	5181	Радиоляриевый коричневым ил. Конкреции	—	84	
ВВ-199-10*	4700	Радиоляриевый коричневым ил. Конкреции отсутствуют	25,3	—	

Таблица 2 (продолжение)

№ станции	Глубина, м	Характеристика осадков	Содержание ΣTR в расчете на окиси, % · 10 ⁻³		Примечания
			осадки	конкреции	
ВВ-291-41*	2798	Терригенный ил. Конкреции отсутствуют	17,4	—	Наружный слой Внутренний слой
4147	3500	Алеврито-глинистый ил. Конкреции отсутствуют	6,3	—	
ВД-4**	—	Конкреции	—	143	
4104	5456	»	—	126	
4892	4740	»	—	167	
»	»	»	—	80	
Общее среднее для осадков и конкреций океана			18,1	144	

* Данные R. Wildeman'a и L. Haskin'a (1965). Пересчет на окиси и подсчет суммы проведен нами.

** Конкреция из сборов экспедиции «Даунвинд»

осадках океана имеют различную природу. Известковые отложения океана биогенного происхождения способны, в отличие от черноморских концентрировать некоторые элементы, в том числе и редкоземельные. Как правило, такие элементы как железо, марганец, медь и другие (в том числе и редкие земли), хотя и накапливаются в известковых створках фораминифер в процессе их жизнедеятельности, но концентрирование происходит только по сравнению с водой океана, и содержание их там намного ниже, чем кларковые концентрации в земной коре и глинистых осадках океана. По нашим данным, отобранные образцы фораминифер с разных станций (сборные пробы) содержали 0,0012 и 0,0013% ΣTR в расчете на окиси. Но даже с учетом необычайно высокой концентрации редких земель в осадках станций 4897, среднее содержание их в фораминиферовых илах составляет 0,012%, что значительно ниже, чем в красных глинах. Без учета этой станции среднее содержание редких земель уменьшается еще вдвое, и ΣTR составит только 0,006% в расчете на окиси.

Содержание редких земель в радиоляриевом илу, включающем значительную примесь глинистого, составляет 0,025%, что близко к концентрациям ΣTR в красных глинах. Илы, расположенные близко у берегов Северной Америки и находящиеся под непосредственным влиянием

Таблица 3

Результаты послыного анализа конкреций

№ станции	Анализируемые части конкреций	Содержание элементов			
		ΣTR , % · 10 ⁻³	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %	SiO ₂ , %
3787	Наружный слой	233	21,34	21,20	9,88
	Промежуточный слой	243	19,95	23,00	7,55
	Внутренний слой	239	19,44	20,24	12,84
4090	Наружный слой	152	15,94	20,59	22,88
	Промежуточный слой	204	15,11	24,14	18,20
	Внутренний слой (ядро)	229	17,34	20,37	18,73
4191	Наружный слой	212	17,93	19,66	22,05
	Промежуточный слой	218	14,99	21,79	18,59
	Внутренний слой (ядро)	57	10,42	16,25	29,89

№ п/п	№ станции	Характеристика типа осадка	ΣTR окислов, (%)	Содержание			
				La	Ce	Pr	Nd
1	5113	Красная глина без конкреций	0,0661	9,7	9,25	4,6	19,4
2	4011	» » » »	0,0098	13,4	33,3	4,0	18,0
3	У-18-35*	» » » »	0,021	13,5	37,6	4,6	15,8
4	У-18-35*	» » » »	0,0183	16,8	28,6	5,0	18,4
5	307*	» » » »	—	13,7	28,7	2,7	13,7
Красные глины, не содержащие конкреций							
среднее для 4 образцов (без ст. 5113)				14,3	32,1	4,1	16,4
6	4191	Красная глина с конкрециями	0,0073	3,3	19,3	2,1	15,3
7	4351	» » » »	0,0337	11,0	26,2	4,1	17,3
8	4555	» » » »	0,0210	8,9	35,5	6,0	10,6
9	4577	» » » »	0,0114	10,5	28,9	2,9	13,1
Красные глины с конкрециями.							
среднее для 4 образцов				8,4	27,5	3,8	14,1
10	3918	Фораминиферовый ил без конкреций	0,0051	13,7	28,9	5,0	16,6
11	5101	» » » »	0,0046	15,2	17,4	7,3	14,2
12	295*	» » » »	—	21,7	19,1	4,4	21,7
Фораминиферовые илы, не содержащие конкреций							
среднее из 3 образцов				16,9	21,8	5,6	17,5
13	4878	Фораминиферовый ил с конкрециями	0,0050	7,4	14,8	4,6	20,2
14	4885	» » « »	0,0059	17,5	15,0	3,2	17,5
15	4890	» » « »	0,0095	14,3	24,0	6,5	16,4
16	4897	» » « »	0,0404	14,2	13,7	3,2	22,7
Фораминиферовые илы, содержащие конкреции							
среднее из 4 образцов				13,3	16,9	4,4	19,2
17	4147	Алеврито-глинистый терригенный ил	0,0063	5,0	10,4	2,8	20,3
18	329*	» » » »	—	15,1	28,7	3,9	13,5
19	ВВ-291-41*	Терригенный ил	0,0174	15,5	35,7	3,7	15,2
20	ВВ-199-10*	Радиоляриевый коричневый ил	0,0253	17,2	26,3	4,8	20,3

* Данные таблицы 3.

материкового стока, которые мы условно назовем терригенными, содержат несколько пониженное и переменное количество р. з. э.

Общее среднее содержание ΣTR, вычисленное из 17 определений, для осадков океана составляет 0,018%, что близко к кларковой концентрации их в земной коре.

Содержание суммы редких земель в железо-марганцевых конкрециях океана резко повышено по сравнению с вмещающими илами и изменяется от 0,033 до 0,243% в расчете на окиси. Средние концентрации редких земель в конкрециях Тихого и Индийского океанов практически одинаковы и соответственно равны 0,148% и 0,138%. Среднее содержание р. з. э. в железо-марганцевых конкрециях океана составляет, по нашим данным, 0,144% в расчете на окиси.

На некоторых станциях было проведено послонное определение редких земель в одной конкреции (табл. 3). Полученные результаты показывают, что распределение лантаноидов в пределах одной конкреции может быть различным и в общем случае повторяет распределение рудного вещества. В тех случаях, когда центральное ядро конкреции полностью замещено рудным веществом (станция 4090), содержание ΣTR в центральной части практически не отличается от внешних слоев. Если же ядро сохранилось или метаморфизовано слабо (станция 4191), то

редких земель в осадках

индивидуальных р.з.э. в % к сумме р.з.э.

Sm	Gd+Eu	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Сумма	Σ Ce	Σ Y	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
6,4	6,5	38,4	2,3	—	2,3	0,15	0,9	—	99,9	55,8	44,1	1,3
3,3	3,6	22,0	0,4	—	1,1	0,2	0,8	—	100,0	75,5	24,5	3,1
2,5	3,9	18,2	—	0,6	1,3	0,3	1,8	—	100,1	77,9	22,2	3,5
2,9	4,4	20,5	—	0,6	1,4	0,2	1,2	—	100,0	76,1	23,9	3,2
3,4	3,8	27,4	3,0	—	2,0	—	1,6	—	100,0	66,0	34,0	1,9
3,0	4,0	22,0	0,9	0,3	1,4	0,2	1,3	—	100,0	73,9	26,1	2,9
5,4	6,5	43,4	1,1	1,6	0,5	—	1,5	—	100,0	51,9	48,1	1,1
5,0	5,3	21,8	2,0	2,2	2,0	—	3,1	—	100,0	68,9	31,1	2,2
3,1	3,2	16,4	2,9	4,6	3,2	—	5,5	—	99,9	67,3	32,6	2,0
4,9	5,5	29,0	0,7	0,6	1,5	—	1,5	—	100,1	65,8	34,3	1,9
4,6	5,1	27,7	1,7	2,2	1,8	—	2,9	—	99,8	63,4	26,4	1,8
3,9	5,4	20,6	3,0	0,7	1,5	—	0,7	—	100,0	73,5	26,5	2,8
9,8	9,6	18,6	5,5	0,6	1,2	—	0,6	—	100,0	73,5	26,5	2,8
4,8	6,1	17,4	2,0	—	1,5	—	1,3	—	100,0	77,8	22,2	3,5
6,2	7,0	18,9	3,5	0,4	1,4	—	0,9	—	100,1	75,0	25,1	3,0
6,3	7,6	23,6	2,0	2,3	1,2	—	—	—	100,0	62,8	37,2	1,7
6,0	5,6	28,6	5,5	1,1	—	—	—	—	100,0	64,8	35,2	1,8
4,3	4,9	22,8	2,2	1,2	1,2	—	2,2	—	99,9	70,3	29,6	2,4
5,0	5,5	31,2	1,0	2,1	1,2	—	1,2	—	100,0	64,3	35,7	1,8
5,4	5,9	29,0	2,6	1,7	0,9	—	0,8	—	100,1	65,1	35,0	1,9
7,0	10,6	37,4	2,6	2,3	0,6	—	0,9	—	99,9	56,1	43,8	1,3
3,4	3,3	25,6	2,6	—	2,0	—	2,0	—	100,1	68,0	32,1	2,1
3,1	4,8	17,1	—	0,6	2,1	0,3	1,8	—	99,9	78,0	21,9	3,5
4,3	4,5	17,4	—	0,7	1,9	0,2	2,4	—	100,0	77,4	22,6	3,4

концентрация редких земель в нем значительно меньшая, чем во внешнем рудном веществе конкреций.

При образовании железо-марганцовых конкреций в современных осадках морей и океанов ведущая роль принадлежит марганцу и железу. Кристаллизация марганцовых и железистых минералов конкреций происходит благодаря стягиванию гидроокисей именно этих элементов в коллоидной форме с последующей коагуляцией и дегидратацией их. Процесс формирования железо-марганцовых конкреций из вмещающих илов является диагенетическим процессом, заключающимся в избирательной коллоидно-химической перекристаллизации аутигенных минералов марганца и железа (Страхов, 1965). В конкрециях концентрируются только те рассеянные элементы, которые в силу химического или адсорбционного взаимодействия связаны с гидроокислами железа и марганца. Именно поэтому между основными элементами конкреций — Fe и Mn, и рассеянными элементами, концентрирующимися в конкрециях, — Cu, Co, Ni, Mo и др. — прослеживается довольно хорошо выраженная прямая зависимость (Севастьянов, Волков, 1965; Волков, Севастьянов, 1967; Исаева, 1967). Сравнение концентрации ΣTR в конкрециях с содержанием Fe и Mn показывает отсутствие такой взаимосвязи между ними.

Содержание ΣTR в железо-марганцовых конкрециях, сформировавшихся на красных глинах, изменяется от 0,033 до 0,243% в расчете на

Относительный состав суммы редких земель

№ п/п	№ станции	Вмещающий ил	Σ TR окислов (%)	Содержание			
				La	Ce	Pr	Nd
1	3787	Красная глина	0,233	11,4	50,5	7,3	10,8
2	»	» »	0,243	8,6	49,0	11,2	14,9
3	»	» »	0,237	9,1	54,7	7,2	10,4
4	4084	» »	0,106	11,0	44,6	5,7	12,7
5	4191	» »	0,242	10,4	43,0	6,3	17,5
6	»	» »	0,218	11,9	46,6	3,9	16,6
7	4351	» »	0,147	21,2	43,1	9,6	9,8
8	4555	» »	0,126	8,5	51,3	10,6	9,1
9	4577	» »	0,162	12,1	30,4	10,1	8,4
Среднее для конкреций из красных глин			0,159*	11,6	45,9	8,0	12,2
10	3996	Глинисто-известковый ил	0,059	14,0	32,2	9,5	15,9
11	»	» »	0,053	17,0	33,9	7,1	15,4
12	4878	Фораминиферовый ил	0,204	12,2	43,0	8,4	11,0
13	4885	» »	0,094	12,9	32,6	9,3	13,8
14	4521	» »	0,135	10,6	33,2	12,8	11,1
15	4798	» »	0,204	10,2	56,4	4,4	8,0
16	4892	» »	0,167	9,4	57,0	5,5	8,5
17	4897	» »	0,146	10,6	43,6	10,1	10,7
Среднее для конкреций из карбонатных, фораминиферовых илов			0,126*	12,1	41,5	8,4	11,8
Среднее для всех образцов конкреций			0,144*	11,8	43,8	8,2	12,0

* Данные табл. 3.

окси. Средняя концентрация из 18 образцов с 12 станций составляет 0,159%. Сравнивая средние значения содержания ΣTR в конкрециях и красных глинах, можно видеть, что конкреции обогащены редкими землями в 6,7 раза. Однако коэффициенты обогащения изменяются в широких пределах, что можно особенно хорошо видеть на примере станций 4191, 4351, 4555 и 4577, где проведено параллельное определение р.з.э. в осадках и конкрециях. Коэффициенты обогащения конкреций р.з.э. для указанных проб составляют соответственно 29,0; 4,3; 6,0; 14,0. Среднее из этих четырех значений равно 13,2. Таким образом, действительная интенсивность перераспределения р.з.э. в процессе формирования конкреций из вмещающих их красных глин может быть значительно (почти вдвое) выше, нежели можно себе представить по средним данным.

Содержание ΣTR в конкрециях фораминиферовых илов колеблется от 0,053 до 0,200% в расчете на окиси и в среднем по 8 определениям составляет 0,126%, что несколько ниже, чем для конкреций из красных глин. По-видимому, это следует считать закономерным, ибо формирование конкреций в карбонатных осадках происходит на фоне, более бедном редкими землями. Но эффект концентрирования р.з.э. в конкрециях фораминиферовых илов выше, чем в красных глинах. Так, средний коэффициент обогащения для конкреций равен 10,7 против 6,7 в красных глинах. Если же мы подсчитаем коэффициенты обогащения для каждой из станций, где проведено параллельное определение редких земель в конкрециях и илах (станции 4878, 4885, 4830, 4897), то увидим, что они изменяются от 3,6 (ст. 4897) до 40,0 (ст. 4878) и в среднем составляет 21,8, т. е. примерно в 2 раза выше, чем по средним цифрам для фораминиферовых илов и чем, при аналогичном методе расчета, для красных

в железо-марганцовых конкрециях

окислов индивидуальных р. з. э. (% от суммы р. з. э.)

	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Сумма	Σ Ce	Σ Y	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
	3,6	3,7	6,3	3,0	0,6	1,7	0,2	0,8	—	99,9	87,3	12,6	6,9
	2,6	2,5	5,6	1,4	0,5	1,6	0,3	1,7	—	99,9	88,8	11,1	8,0
	2,3	2,4	6,2	3,0	0,4	2,0	—	2,2	—	99,9	86,1	13,9	6,1
	8,5	4,1	6,6	4,6	0,3	1,1	—	0,9	—	100,1	86,6	13,5	6,4
	3,8	4,6	9,7	1,3	1,3	0,5	1,0	0,5	—	99,9	85,6	14,3	6,0
	4,7	3,7	7,5	3,6	0,3	0,6	—	0,6	—	100,0	87,4	12,6	6,9
	1,6	2,9	8,5	0,4	1,3	0,4	0,9	0,3	—	100,0	88,2	11,8	7,5
	2,7	3,3	5,9	3,5	1,5	1,2	0,3	1,6	0,3	99,8	85,5	14,3	6,0
	7,1	7,8	7,4	4,9	3,0	2,9	—	5,7	—	99,8	75,9	23,9	3,6
	4,1	3,9	7,1	2,8	1,0	1,3	0,3	1,6	—	99,8	85,7	14,1	6,1
	4,3	5,0	10,7	3,7	0,7	1,2	0,4	1,9	0,4	99,9	80,9	19,1	4,2
	6,6	4,2	9,2	2,9	0,6	1,5	—	1,6	—	100,0	84,2	15,8	5,6
	4,5	5,6	7,2	3,0	1,0	1,8	—	2,1	—	99,8	84,7	15,1	5,6
	4,9	6,0	8,3	5,8	3,0	1,6	—	1,7	—	99,9	79,5	20,4	3,9
	7,6	7,0	7,0	4,7	0,6	3,5	—	2,0	—	100,1	82,3	17,8	4,6
	6,2	3,2	4,6	4,0	—	1,5	—	1,5	—	100,0	88,4	11,6	7,6
	3,9	4,1	5,4	2,7	1,0	1,3	—	1,0	—	99,8	88,4	11,4	7,8
	3,0	4,6	5,5	2,4	1,4	3,2	1,1	3,0	0,7	99,9	82,6	17,3	4,8
	5,1	5,0	7,2	3,7	1,2	1,9	—	1,8	—	99,7	83,9	15,8	5,2
	4,6	4,4	7,2	3,3	1,1	1,6	0,2	1,7	—	99,9	84,8	15,1	5,6

глин. Факт более интенсивного перераспределения элементов при образовании конкреций из карбонатных илов справедлив не только для редких земель, но и для основных рудообразующих элементов.

2. СОСТАВ СУММЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОНКРЕЦИЯХ И ОСАДКАХ ОКЕАНА

Содержание отдельных элементов группы редких земель в осадках океана приведено в табл. 4. Исследованный материал в таблице также сгруппирован по типам осадков и в зависимости от наличия или отсутствия конкреций в осадках. В табл. 4 не приведены абсолютные концентрации отдельных р. з. э., а дается относительное содержание в процентах от ΣTR, принятой за 100%. Состав, приведенный в таком виде, более удобен для сопоставлений, нежели абсолютные концентрации.

Красные глины океанов характеризуются преимущественно цериевым составом р. з. э. Содержание элементов цериевой подгруппы в красных глинах, не имеющих железо-марганцовых конкреций, составляет от 66 до 78%. Только в одной из изученных проб красных глин содержание ΣCe опускается до 56%. Это проба со станции 5113, где наблюдается максимальное содержание лантаноидов в осадках океана, составляющее 0,066% в расчете на окиси. Состав суммы редких земель в этой пробе, в сравнении с другими образцами красных глин, не содержащих конкреций, резко отличен, и объяснить это в настоящее время не представляется возможным. Поэтому в дальнейших рассуждениях результаты, полученные при изучении этой станции, во внимание не принимались. Соотношение элементов цериевой и иттриевой подгрупп для красных глин, не содержащих конкреций, изменяется от 1,9 до 3,5 и в среднем ΣCe/ΣY составляет 2,9. Красные глины, содержащие на поверхности железо-марганцовые конкреции, характеризуются уменьшением в соста-

ве ΣTR элементов цериевой подгруппы; ΣCe здесь составляет от 52 до 69% от общего количества редких земель. В силу этого уменьшается и отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$, которое в среднем равняется 1,8 при колебаниях от 1,1 до 2,2.

Фораминиферовые илы океана, не содержащие конкреций, более однородны в отношении состава суммы р.з.э. и также отличаются преобладанием элементов цериевой подгруппы. Сумма цериевых земель здесь составляет от 73,5 до 78% от ΣTR и отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$, изменяясь от 2,8 до 3,5, в среднем равняется 3,0. Фораминиферовые илы, включающие конкреции, как и красные глины в таком случае более бедны элементами цериевой подгруппы, и отношение цериевых и иттриевых металлов здесь изменяется от 1,7 до 2,4 при среднем значении 1,9.

Терригенные илы характеризуются довольно большими колебаниями состава р.з.э. (как и содержания ΣTR), изменение которого можно видеть на примере колебания $\Sigma Ce/\Sigma Y$, изменяющегося от 1,3 до 3,5. Наконец, радиоляризовый ил по составу ΣTR приближается к красным глубоководным глинам и известковым осадкам, не содержащим конкреций.

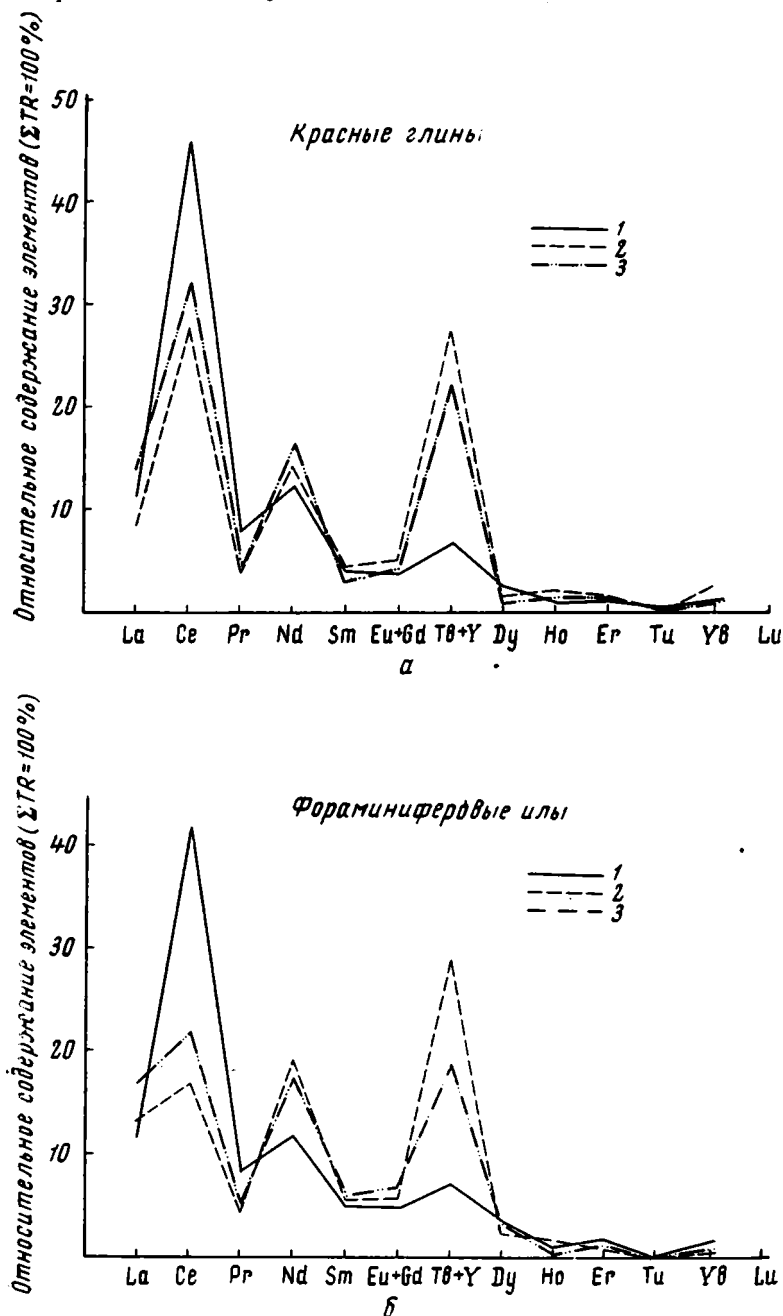
Следует подчеркнуть, что, несмотря, на значительные в некоторых случаях колебания в относительных содержаниях отдельных р.з.э., в среднем содержание цериевой и иттриевой подгрупп в разных типах осадков океана очень близко и одинаково изменяется в зависимости от наличия или отсутствия конкреций в осадках. Для красных глин и глобигериновых илов, не содержащих конкреций, отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ равно 2,9—3,0, в случае присутствия конкреций оно уменьшается для обоих типов осадков до 1,8—1,9.

Состав суммы р.з.э. в железо-марганцевых конкрециях приведен в табл. 5. Здесь так же как и для илов приведено содержание отдельных элементов (в % от ΣTR , принятой за 100%). При рассмотрении данных табл. 5 в первую очередь бросается в глаза существенное отличие между составами ΣTR конкреций и осадков океана, выражающееся в значительном увеличении содержания церия и празеодима и в резком уменьшении содержания иттрия (вместе с Tb). В результате таких изменений в составе суммы редких земель заметно увеличивается содержание металлов цериевой подгруппы и отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$. Так, для конкреций из красных глин содержание элементов цериевой подгруппы составляет от 75,9 до 88,8%, а иттриевой — только от 11,1 до 23,9%; в соответствии с этим отношение между ними колеблется от 3,6 до 8,0, что намного выше, чем в красных глинах, даже не содержащих конкреций. В среднем для всех конкреций из красных глин отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ равно 6,1. Аналогичная картина наблюдается и для конкреций из фораминиферовых известковых илов. Здесь отношение цериевой и иттриевой земель в среднем составляет 5,2 при колебаниях его в отдельных образцах от 3,9 до 7,8.

Изменения состава суммы редких земель в процессе образования конкреций очень хорошо видно на фиг. 2, а, б, выполненной на основании средних данных табл. 4 и 5, где состав ΣTR выражен графически отдельно для красных глин и фораминиферовых илов. Здесь же приведен состав р.з.э. элементов в конкрециях, илах, вмещающих конкреции, и осадках того же типа, не содержащих конкреций. Общим для обоих типов осадков является резкое увеличение содержания Ce и Pr и столь же явное уменьшение содержания Y (вместе с Tb) и в какой-то мере Nb в составе р.з.э. конкреций. Следует отметить еще один очень интересный факт: осадки, не содержащие конкреций, практически во всех точках экстремумов на фигуре занимают промежуточное положение, как бы характеризуя исходный материал, в результате перераспределения которого образовались конкреции и вмещающие их илы. Этот факт имеет очень важное значение не только для установления закономерностей

стей перераспределения редкоземельных металлов — он лишний раз показывает генетическую связь конкреций и донных осадков океана.

Таким образом, если выше мы установили, что при образовании железо-марганцевых конкреций из вмещающих илов происходит пере-



Фиг. 2. Состав суммы редких земель в осадках и конкрециях океана ($\Sigma TR=100\%$)

а — красные глины; б — фораминиферовые илы; 1 — марганцевые конкреции; 2 — осадки, не содержащие конкреций; 3 — осадки с конкрециями

распределение суммы р.з.э. и накопление их в конкрециях, то анализ состава ΣTR показывает, что концентрирование сопровождается одинаково направленным (во всех изученных образцах) изменением состава

ва редких земель. Другими словами, в процессе формирования конкреций из вмещающих осадков наряду с концентрированием происходит фракционирование состава р. з. э. Фракционирование направлено в сторону преимущественного обогащения суммы редких земель в конкрециях элементами цериевой подгруппы за счет иттриевых земель, относительное содержание которых при этом уменьшается.

Как уже отмечалось, при сравнении данных табл. 4 и 5 и из фиг. 2 видно, что в составе редких земель конкреций резко увеличивается содержание церия и празеодима и так же уменьшается содержание иттрия. Следовательно, отдельные р. з. э. ведут себя в процессе перехода из осадков в конкреции не одинаково и накапливаются в конкрециях в разной степени. В литературе, посвященной изучению железо-марганцевых конкреций, сейчас уже принято для характеристики интенсивности перераспределения элементов между осадками и конкрециями пользоваться термином «коэффициент обогащения» (накопления, концентрирования), который выражается через отношение концентраций изучаемого элемента в конкрециях и вмещающих осадках:

$$K_{\text{обогащения}} = \frac{C_{\text{Me}} \text{ конкреции}^2}{C_{\text{Me}} \text{ осадки}}$$

Коэффициент обогащения в таком выражении показывает, во сколько раз концентрация элемента в конкрециях больше (или меньше), чем в осадках. Сопоставление коэффициентов обогащения для нескольких элементов позволяет оценить относительную подвижность их в процессе образования конкреций и характеризует относительную интенсивность перераспределения элементов в этом процессе.

Выше мы уже указали коэффициент обогащения конкреций р. з. э., взятых в сумме. Теперь, убедившись из сравнения составов редких земель в осадках и конкрециях, что перераспределение их происходит с различной интенсивностью, следует выяснить степень концентрирования в конкрециях каждого в отдельности. Эти данные для нескольких станций приведены в табл. 6, там же — и средние значения коэффициентов обогащения для лантаноидов, подсчитанные по всем станциям, где имеются параллельные определения редких земель в конкрециях и осадках.

Но, прежде чем перейти к рассмотрению данных табл. 6, следует отметить еще одно обстоятельство. Коэффициенты обогащения дают нам возможность оценить относительную подвижность каждого из лантаноидов в процессе образования конкреций. В какой-то степени они косвенно отражают и процесс фракционирования состава ΣTR при образовании конкреций. Для количественной оценки эффекта фракционирования целесообразно, как нам кажется, ввести понятие коэффициента фракционирования, показывающего, как изменяется относительное содержание элемента в сумме редких земель при переходе из илов в конкреции. Коэффициент фракционирования выражается через отношение относительных содержаний элемента в конкрециях и илах, т. е.

$$K_{\text{фракционирования}} = \frac{C_{\text{Me}}/\Sigma \text{TR конкреции}}{C_{\text{Me}}/\Sigma \text{TR осадки}}$$

Коэффициент фракционирования редких земель показывает, во сколько раз увеличивается (уменьшается) содержание отдельного лан-

² Строго говоря, коэффициенты обогащения, подсчитанные таким образом, в какой-то мере завышены по сравнению с истинными значениями. Это происходит потому, что мы сравниваем содержание элементов в конкрециях, где они накапливаются, с содержанием во вмещающих илах, которые, естественно, в ходе образования конкреций изучаемыми элементами в какой-то мере обеднены. Для получения действительной картины мы должны оперировать содержаниями элементов в первоначальных илах; послуживших исходным веществом для образования конкреций. Еще лучше проводить такие расчеты, пользуясь методом абсолютных масс. Но ни для одного из указанных методов у нас нет фактических данных.

таноида в сумме TR, что дает возможность оценить, как изменяется состав суммы группы лантаноидов при переходе из осадков в конкреции.

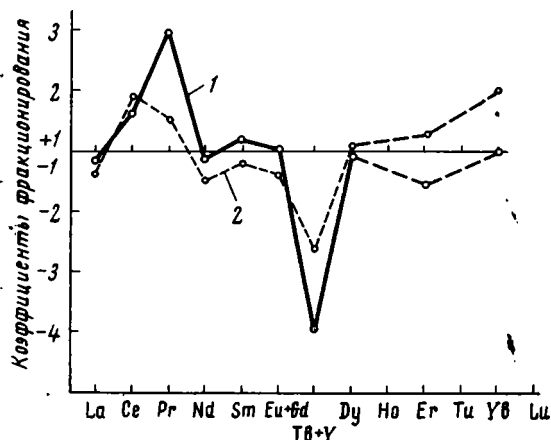
Значения коэффициентов обогащения конкреций отдельными р. з. э. приведены в табл. 6. Наряду со средними значениями коэффициентов приведены данные по 4 станциям (2 красных глины и 2 фораминиферовых ила). Из таблицы видно, что цериевые земли претерпевают значительно большее перераспределение, чем иттриевые. Если средний коэффициент обогащения конкреций для ΣTR равен 16,3, то накопление цериевых земель выше среднего (для $\Sigma Ce = 22,9$), а иттриевых — намного ниже, причем это характерно для всех без исключения изученных станций. Но и в пределах каждой из подгрупп элементы ведут себя не одинаково. Из данных по отдельным станциям видно, что элементы цериевой подгруппы также перераспределяются с различной интенсивностью. Коэффициенты обогащения для La, Ce, Pr практически во всех случаях значительно выше, чем для Nd, Sm, Eu и Gd. В силу этого и средние коэффициенты обогащения для первых трех указанных элементов значительно превышают не только среднее для ΣTR , но выше даже среднего коэффициента для цериевых земель. Что же касается остальных цериевых земель, то их накопление в конкрециях происходит в такой же или даже несколько меньшей степени, чем в среднем для суммы всех лантаноидов.

Таблица 6

Коэффициенты обогащения конкреций редкоземельными элементами

Элемент	Станция 4191				Станция 4555				Станция 4878				Станция 4897				Средний коэффициент обогащения (по семи станциям)
	Содержание (% · 10 ⁻³)		Коэффициент обогащения	осадки	Содержание (% · 10 ⁻³)		Коэффициент обогащения	осадки	Содержание (% · 10 ⁻³)		Коэффициент обогащения	осадки	Содержание (% · 10 ⁻³)		Коэффициент обогащения		
	конкреция	осадки			конкреция	осадки			конкреция	осадки			конкреция	осадки			
Σ TR	212,0	7,3	29,1	126,0	21,0	6,0	204,0	5,0	40,8	146,0	40,4	3,6	16,3				
La	22,0	0,24	91,7	10,7	1,87	5,7	24,9	0,37	67,2	15,5	5,74	2,7	29,6				
Ce	91,2	1,41	64,6	64,8	7,45	8,7	87,8	0,74	118,5	63,7	5,53	11,5	37,2				
Pr	13,3	0,15	88,8	13,3	1,26	10,5	17,2	0,23	74,9	14,7	1,29	11,4	43,1				
Nd	37,1	1,12	33,1	11,6	2,23	5,2	22,4	1,01	22,2	15,6	9,17	1,7	12,3				
Sm	8,1	0,40	20,2	3,4	0,65	5,2	9,2	0,31	29,7	4,4	2,02	2,2	13,1				
Eu+Gd	9,7	0,47	20,6	4,2	0,67	6,3	11,4	0,38	30,0	6,7	2,22	3,0	14,1				
Tb+Y	20,6	3,17	6,5	7,4	3,44	2,2	14,7	1,68	8,7	8,0	12,60	—1,6	3,7				
Dy	2,8	0,08	35,0	4,4	0,61	7,2	6,2	0,10	62,0	3,5	0,40	8,8	32,4				
Ho	2,8	0,12	23,3	1,9	0,97	2,0	2,0	0,11	18,2	2,0	0,80	2,5	23,6				
Er	1,1	0,04	27,5	1,5	0,67	2,2	3,7	0,06	61,7	4,7	0,45	10,4	18,3				
Tu	2,1	—	—	0,4	—	—	—	—	—	1,6	—	—	—				
Yb	1,1	0,11	10,0	2,0	1,15	1,7	4,3	—	—	4,4	0,45	9,8	14,7				
Lu	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—				
Σ Ce	181,4	3,8	49,1	108	13,9	7,8	172,9	3,1	55,8	120,6	26,0	4,6	22,9				
Σ Y	30,5	3,5	8,7	18	7,1	2,6	30,9	1,9	16,2	25,2	14,4	1,8	7,5				

Переходя к рассмотрению поведения иттриевых земель, прежде всего видим чрезвычайно низкий коэффициент обогащения для самого иттрия. Из данных по отдельным станциям видно, что в некоторых случаях (ст. 4897) конкреции даже обеднены иттрием в 1,6 раза по сравнению с вмещающими илами, в то время как остальные элементы этой подгруппы накапливаются в конкрециях в значительной степени. Средний коэффициент обогащения для иттрия равен 3,7 — вдвое меньше среднего для всей иттриевой подгруппы. Остальные элементы этой подгруппы испытывают перераспределение в среднем не меньшее чем сумма редких земель в целом, а для Ho и особенно Dy коэффициенты обогащения значительно превышают средние для суммы лантаноидов и несколько выше среднего для цериевой подгруппы. Следовательно, не будет преувеличением сказать, что наблюдаемое нами более слабое накопление в конкрециях иттриевых земель, по сравнению с цериевыми, объясняется поведением в этом процессе только самого иттрия.



Фиг. 3. Коэффициенты фракционирования р. з. э. при формировании конкреций
1 — красные глины; 2 — фораминиферовые илы

пределение их происходит по-разному, и в силу этого состав редких земель в конкрециях отличается от вмещающих илов. Из элементов цериевой подгруппы в конкрециях преимущественно переходят La, Ce и Pr, из иттриевых земель — Dy; самое слабое перераспределение испытывает иттрий. Естественно ожидать, что в составе редких земель конкреций будут преимущественно накапливаться те элементы, коэффициенты перераспределения которых выше среднего коэффициента для ΣTR.

Таблица 7

Коэффициенты фракционирования редкоземельных элементов

Элемент	Красные глины			Фораминиферовые илы		
	Среднее относительное содержание (%)		Коэффициент фракционирования	Среднее относительное содержание (%)		Коэффициент фракционирования
	конкреции	осадки		конкреции	осадки	
La	11,6	13,7	-1,17	12,1	16,9	-1,39
Ce	45,9	28,7	1,60	41,5	21,8	1,90
Pr	8,0	2,7	2,96	8,4	5,6	1,50
Nd	12,2	13,7	-1,12	11,8	17,5	-1,48
Sm	4,1	3,4	1,20	5,1	6,2	-1,21
Eu+Gd	3,9	3,8	1,03	5,0	7,0	-1,40
Tb+Y	7,1	27,4	-3,86	7,2	18,9	-2,62
Dy	2,8	3,0	-1,07	3,7	3,5	1,06
Ho	1,0	—	—	—	—	—
Er	1,3	2,0	-1,54	1,9	1,4	1,35
Tu	0,3	—	—	—	—	—
Yb	1,6	1,6	1,00	1,8	0,9	2,0
Lu	—	—	—	—	—	—

Об этом свидетельствуют и значения коэффициентов фракционирования состава р.з.э. (табл. 7), полученные из сравнения состава ΣTR в конкрециях и осадках того же типа, не содержащих конкреции. Еще лучше это видно из фиг. 3, где фракционирование ΣTR при формировании конкреций изображено графически отдельно для красных глин и фораминиферовых илов. Из табл. 7 и фиг. 3 ясно видно, что при образовании конкреций изменение состава суммы редких земель происходит за счет заметного увеличения содержания церия и празеодима и в результате резкого падения содержания иттрия. Относительные содержания других элементов в конкрециях и вмещающих илах изменяются сравнительно мало и не могут существенно сказаться на составе редких земель в конкрециях. Само собой разумеется, что изменение состава вмещающих илов, содержащих конкреции, будет направлено в обратную сторону, т. е. в сторону обогащения иттрием и обеднения Се и Рг.

3. НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНЕ

Задачей этой части работы является выяснение процессов, происходящих в воде и осадках океана и приводящих к накоплению лантаноидов в конкрециях и к фракционированию состава суммы редких земель в процессе их формирования.

Прежде всего следует сравнить состав редкоземельных элементов в осадках океана и в осадочных породах суши, чтобы установить, не происходит ли изменение соотношения между отдельными элементами TR в процессе седиментогенеза в океанских условиях. Следует отметить, что аналогичная задача ставилась при изучении распределения лантаноидов в осадочных породах Русской платформы; выводы этого исследования затем перенесены на современные океанические осадки (Балашов,

Таблица 8

Состав суммы редкоземельных элементов в различных объектах

Элемент	Относительный состав ΣTR (La=1)									
	Осадочные породы			Морская вода	Современные осадки океана		Планктон	Железо-марганцевые конкреции		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ce	2,42	1,96	1,96	0,44	2,24	1,29	1,81	3,71	3,96	3,43
Pr	0,29	0,26	0,24	0,22	0,29	0,33	0,39	0,69	0,69	0,69
Nd	1,21	0,96	0,88	0,79	1,15	1,04	1,36	1,02	1,05	0,98
Sm	0,34	0,18	0,19	0,15	0,21	0,37	0,40	0,39	0,35	0,42
Eu	0,05	0,05	—	0,04	0,28	0,41	0,41	0,37	0,34	0,41
Gd	0,34	0,16	0,16	0,21						
Tb	0,05	0,03	0,04	—	1,54	1,12	1,22	0,61	0,61	0,60
Y	1,47	0,90	0,98	—						
Dy	0,24	—	0,12	0,25	0,06	0,21	0,26	0,28	0,24	0,31
Ho	0,05	0,04	0,04	0,08	0,02	0,02	0,04	0,09	0,09	0,10
Er	0,13	0,10	0,09	0,21	0,10	0,08	0,08	0,14	0,11	0,16
Tu	0,01	0,01	—	0,05	0,015	—	—	0,02	0,025	—
Yb	0,16	0,09	0,08	0,18	0,09	0,05	—	0,14	0,14	0,15
Lu	0,04	0,02	—	0,04	—	—	—	—	—	—
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	2,7	3,5—3,9	2,9	—	2,9	3,0	3,3	5,6	6,1	5,2

Примечания: 1 — Европейские и японские сланцы (Minami, 1935); 2 — североамериканские осадочные породы (Wildeman, Haskin, 1965); 3 — осадочные породы Русской платформы (Балашов, Ронов и др., 1964); 4 — морская вода (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963); 5 — красные глины без конкреций (данные табл. 4); 6 — фораминиферовые илы без конкреций (данные табл. 4); 7 — фораминиферовый планктон (данные табл. 9); 8 — конкреции (средние данные); 9 — конкреции из красных глин (табл. 5); 10 — конкреции из фораминиферовых илов (табл. 5).

Таблица 9

Редкоземельные элементы в фораминиферовом планктоне

Фораминиферный планктон со станций	Σ TR (%)	Относительный состав (Σ TR = 100%)														$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu+Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Σ Ce		Σ Y
4614, 4623, 4634, 4706	0,0013	9,1	24,4	5,7	18,8	8,0	8,1	19,5	4,9	0,5	1,0	—	—	—	74,1	25,9	2,9
4564, 4641, 4678	0,0012	19,6	27,5	5,5	20,3	3,4	3,6	15,4	2,6	0,7	1,4	—	—	—	79,9	20,1	4,0
Среднее	0,0012	14,3	26,0	5,6	19,5	5,7	5,8	17,5	3,7	0,6	1,2	—	—	—	76,9	23,0	3,3

Ронов и др., 1964). Указанные авторы пришли к выводу, что при переходе от континентальных к прибрежно-морским и затем к пелагическим осадкам в профиле гумидного бассейна наблюдается направленное изменение состава р. з. э., выражающееся в постепенном обогащении осадков элементами иттриевой подгруппы. Объяснение этого авторы находят в большей растворимости комплексных соединений элементов иттриевой подгруппы по сравнению с цериевыми землями, что подтверждается составом р. з. э. в воде океана.

В табл. 8 приведены сравнительные данные по составу суммы р. з. э. в различных осадочных породах, океанской воде, современных осадках океана (красные глины и фораминиферовые илы) и железо-марганцевых конкрециях. Из таблицы видно, что красные глины океана по составу ΣTR очень близки к осадочным породам, особенно европейским и японским сланцам, описанным Минами (Minami, 1935). Что же касается фораминиферовых илов, то здесь наблюдается существенное отличие, выражающееся в пониженном содержании церия, хотя выше было установлено, что отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в них такое же, как и в красных глинах. Учитывая, что известковая часть фораминиферовых илов имеет биогенное происхождение и в силу этого может характеризоваться несколько специфическим составом ΣTR , мы провели исследование отобранных образцов фораминиферового планктона (табл. 9). Если мы сравним данные для фораминиферовых илов с приведенными цифрами для планктона, то увидим их довольно близкое сходство. Следует учитывать, что планктон, по-видимому, привлекает редкие земли из воды, а данные по составу р. з. э. в воде прямо указывают на уменьшение концентрации Ce. Таким образом, можно сказать, что несколько отличный состав фораминиферовых илов от красных глин океана и береговых осадочных пород объясняется влиянием биогенного фактора. В то же время для типичных представителей ультрапелагических океанских осадков, какими являются красные глины, мы не наблюдаем существенного отличия состава р. з. э. от осадочных пород берега. Следовательно, можно заключить, что в процессе седиментогенеза не происходит существенного изменения состава суммы р. з. э. осадков океана; это позволяет нам не согласиться с выводами авторов цитированной выше работы.

Однако фракционирование р. з. э. при геохимических процессах в океане все-таки происходит, о чем свидетельствуют данные по составу TR океанской воды и железо-марганцевых конкреций.

Природа связи редкоземельных металлов в марганцовых и железистых минералах конкреций может быть различной. Известно, что в зависимости от условий гидроокись железа ведет себя по отношению к р. з. э., находящимся в растворе, как более или менее хороший соосаждитель. Связь лантаноидов с гидратированной двуокисью марганца может иметь сорбционный и химический характер. Так, например, Гольдберг предполагает, что р. з. э. (и в частности Ce^{4+}) в марганцовых соединениях конкреций могут занимать места меди, ввиду близости их ионных радиусов (Goldberg, Koide, Schmitt, Smith, 1963). Е. Я. Роде (1952) описал полученные в лабораторных условиях смешанные соединения $\text{Ln}^{3+}\text{Mn}^{3+}\text{O}_3\text{--Me}^{2+}\text{Mn}^{4+}\text{O}_3$, где Ln — редкоземельный металл, Me — двухвалентный ион Ba, Cd, Pb и др. По-видимому, лантаноиды могут входить в марганцовые минералы конкреций, в основном в полиперманганиты, замещающая там двухвалентные элементы, такие как Cu, Co, Ni, Ba и др.

Состав железо-марганцовых конкреций океана в очень большой степени связан с процессами, происходящими в водной толще. Повышенные концентрации железа, марганца и сопутствующих им рассеянных элементов в осадках океана и затем в железо-марганцовых конкрециях, в них сформировавшихся, обязаны в основном физико-химическим процессам, происходящим в воде океана (Страхов, 1965; Волков и Севастьянов, 1967). Именно там зарождаются связи основных рудообразующих элементов конкреций с рассеянными металлами. Накопление в конкрециях р. з. э. указывает, что и для них существует аналогичная связь, что и в этом случае процессы, происходящие в водной толще, имеют первостепенное значение. Фракционирование состава р. з. э. при физико-химических процессах, протекающих в океанской воде и при образовании железо-марганцовых конкреций, направлено в противоположные стороны и происходит, по-существу, за счет одних и тех же элементов.

Если считать с некоторым допущением, что р. з. э., приносимые в океан с берега, имеют состав, близкий к составу осадочных пород, то сравнение их с составом р. з. э. в воде океана показывает, что там происходят процессы, существенно изменяющие состав лантаноидов. Общий характер изменения состава р. з. э. в океанской воде направлен в сторону обогащения ее элементами иттриевой подгруппы и резкого уменьшения содержания церия. К сожалению, для воды отсутствуют данные по содержанию иттрия в сумме TR, но, учитывая общий ход изменения состава их, можно с уверенностью полагать, что его содержание там должно быть заметно повышено по сравнению с осадочными породами. Причиной наблюдаемого в воде состава р. з. э. является увеличение устойчивости комплексов их с неорганическими и органическими анионами с ростом порядкового номера лантаноидов (Рябчиков, Складенко, Синявин, 1958; Рябчиков, Терентьева, 1963; Яцмирский, Костромина и др., 1966). Известно также, что слабощелочная среда более благоприятна для перехода в раствор иттриевых земель по сравнению с щелочными. Следует отметить, что в этом случае наибольшая прочность комплексов и растворимость будут наблюдаться для иттрия по сравнению со всеми редкоземельными элементами (Семенов, 1964).

Причиной уменьшения содержания Ce в составе ΣTR океанской воды являются, по-видимому, возможность окисления его до четырехвалентного состояния и, в связи с этим, резкое уменьшение растворимости. Следует отметить, что, согласно величине нормального окислительно-восстановительного потенциала, окисление церия, если он находится в воде в ионной форме, происходить не может. Очевидно, здесь имеет место, как и в случае Mn (Meyer, Nerlich, 1921), более легкое окисление элемента, находящегося в воде в виде малодиссоциированных соединений (комплексы). Такой же механизм можно предположить для Pr, величина нормального окислительно-восстановительного потенциала которого выше, чем у церия. Если же принять, что окисление Ce (и Pr) легче

всего будет происходить на контакте с частицами коллоидной (взвешенной) гидратированной двуокиси марганца или гидроокиси железа, то становится понятной и взаимная связь этих элементов в осадках и затем в конкрециях. Таким образом, преимущественное накопление в конкрециях Се и Рг и относительное обеднение их иттрием, а именно в этом сущность фракционирования состава р.з.э., происходящего при образовании конкреций, является следствием процессов в водной толще океана.

Редкоземельные элементы поступают в осадки океана вместе с минеральной и биогенной взвесью. Что касается биогенных остатков, то данные по фораминиферовому планктону приведены выше, а по диатомовым осадкам данные отсутствуют. С неорганической взвесью р.з.э. попадают в осадки в составе двух минеральных комплексов. Какая-то часть редких земель, несомненно, большая, приходит в осадки в составе частиц глинистого материала терригенного происхождения. В процессе седиментации в слабощелочной среде океанской воды в какой-то мере происходит выщелачивание р.з.э. из глинистых частиц. При этом в воду будут преимущественно переходить тяжелые иттриевые земли и иттрий. В силу этого твердая фаза глинистого материала, поступающая на дно, относительно обогащена цериевыми землями. Следует иметь в виду, что глинистое вещество донных осадков в процессе образования конкреций ведет себя инертно и попадает в конкреции только в качестве механической примеси в сравнительно малых количествах. Так что и состав суммы р. з. э. в конкрециях определяется не лантаноидами глинистого вещества осадков. Другая часть р. з. э. попадает в осадки океана в составе коллоидных гидроокисей железа, марганца и других элементов, как принесенных с берега, так и образовавшихся в океанской воде за счет окисления, гидролиза и коагуляции растворенных элементов. Эта часть донных осадков, чрезвычайно реакционноспособная, и является, в основном, тем материалом, в результате перераспределения которого образуются железо-марганцовые конкреции. В процессе седиментации коллоидные гидроокиси сорбируют из воды малые элементы и вступают с ними во взаимодействие. В этом случае из воды преимущественно извлекаются легкие лантаноиды цериевой группы и в наибольшей степени сам церий. Таким образом, гидроокиси марганца и железа, поступающие на дно, несут с собой р. з. э. преимущественно цериевого состава, что и отражается в конечном итоге на составе TR железо-марганцовых конкреций. Из сказанного также становится понятным, почему пелагические отложения океанов имеют преимущественно цериевый состав редких земель.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А., Хитров Л. М. Распределение редкоземельных элементов в водах Индийского океана.— *Геохимия*, 1961, № 9.
- Балашов Ю. А., Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Туранская Н. В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. *Геохимия*, 1964, № 10.
- Безруков П. Л. Распределение железо-марганцовых конкреций на дне Индийского океана.— *Океанология*, 1962, т. 2, вып. 6.
- Варшал Г. М., Рябчиков Д. И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах, минералах и сплавах.— *Журн. аналит. химии*, т. 19, вып. 2, 1964.
- Виноградов А. П. *Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах*. Изд. 2-е. М. Изд. АН СССР, 1957.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря и образование железо-марганцовых конкреций.— В кн. «Геохимия осадочных пород и руд». М. «Наука», 1967.
- Гельман Е. М. и др. Применение метода хроматографии на бумаге для разделения р. з. э. при анализе природных материалов.— В кн. «Редкоземельные элементы». М. «Наука», 1963.
- Зайковский Ф. В., Башмакова В. С. Колориметрический метод определения

- суммы редкоземельных элементов в рудах.— В кн. «Методы химического анализа минерального сырья». Вып. 5. М. Госгеолтехиздат, 1959.
- Исаева А. Б. Химический состав железо-марганцовых конкреций Индийского океана. Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». М. Изд. АН СССР, 1961.
- Остроумов Э. А. Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря. Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 5.
- Пачаджанов Д. Н., Бандуркин Г. А., Мигдисов А. А., Гирин Ю. П. Некоторые данные по геохимии марганцовых конкреций Индийского океана.— Геохимия, 1963, № 5.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. Искусственные соединения, минералы и руды. М. Изд. АН СССР, 1952.
- Рябчиков Д. И., Скляренко Ю. С., Синявин М. М. Редкоземельные элементы и общие способы их получения.— В кн. «Редкоземельные элементы». М. Изд. АН СССР, 1958.
- Рябчиков Д. И., Терентьева Е. А. Комплексообразование как основа метода разделения редкоземельных элементов.— В кн. «Редкоземельные элементы». М. Изд. АН СССР, 1963.
- Севастьянов В. Ф., Волков И. И. Химический состав железо-марганцовых конкреций Черного моря. Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Семенов Е. И. Иттрий. Лантаноиды. В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. 1. Геохимия редких элементов. М. «Наука», 1964.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцовых конкреций Тихого океана.— Океанология, 1962, т. 2, вып. 2.
- Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4.
- Фомина Л. С., Накопление и перераспределение редкоземельных элементов при образовании железо-марганцовых конкреций океана. Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 5.
- Яцмирский К. Б., Костромина Н. А., Шека З. А. и др. Химия комплексных соединений редкоземельных элементов. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Arrhenius G. O. S. Pelagic sediments. University of California Scripps Institution of Oceanography.— Contrb. Scripps. Inst. Oceanogr. New Ser., 1961.
- El Wakeel S. K., Riley J. P. Chemical and mineralogical studeis of deep — sea sediments.— Geochim. et Cosmochim Acta, vol. 25, № 2, 1961.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 13, N 2/3, 1958.
- Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare-Earth Distributions in the marine enwironment — J. Geophys. Res., vol. 68, № 14, 1963.
- Meyer J., Nerlich R. Zur Kenntniss des dreiwertigen Mangans.— Z. anorg. allgem. Chem., Bd 116, 1921.
- Minami C. Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschiefern.— Nachr. Ges. Wiss. Göttinge, Math. phys., Kl., 1935, 1, № 14.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, № 2, 1961.
- Wildeman R., Haskin L. Rare-Earth elements in ocean sediments.— J. Geophys. Res., vol. 70, № 12, 1965.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
14.IV.1967

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНИКОВ

В. Д. ШУТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Назначение классификации терригенных пород состоит не только в том, чтобы решать узко классификационные и номенклатурные вопросы; помимо этого, она должна способствовать общей генетической типизации терригенного вещества и сосредоточивать в себе максимальное количество генетических признаков, с тем чтобы их совокупное использование приводило к выяснению путей формирования терригенных отложений. Иными словами, классификационная схема должна быть, по образному выражению Роджерса (Rodgers, 1950)¹, «генетически действенна», т. е. содержать в себе упорядоченное обобщение комплекса признаков, необходимого для восстановления генезиса пород.

Анализ эволюции минералогических классификаций песчаных пород (Klein, 1963; Шутов, 1965) показал, что принцип треугольного поля в решении всех классификационных вопросов выдержал своеобразное испытание временем и является в настоящий момент наиболее рациональным и перспективным приемом минералогической типизации песчаных пород.

Вместе с тем стало очевидным, что дальнейшее совершенствование треугольной диаграммы должно пойти, с одной стороны, по линии детализации состава ее полюсов, в частности полевых шпатов и обломков пород, как это впервые дано в классификации А. Г. Коссовской (1962), и с другой — по уточнению внутреннего районирования минералогических полей в соответствии с генетическими особенностями формирования той или иной минеральной ассоциации.

Последний путь предусматривает накопление и анализ новых данных по минералогии песчаных пород, образованных за счет разрушения определенных источников сноса и сформированных в разных фациально-тектонических и климатических обстановках. Соответствующее размещение на диаграмме большого количества новых анализов песчаников с известными условиями их образования должно внести генетическое уточнение во «внутреннюю геометрию» треугольного поля классификационной диаграммы.

Оба указанных пути были использованы при разработке новой схемы, представленной сочетанием основного треугольника с новой генетической конфигурацией внутреннего поля и дочерними треугольниками полевых шпатов и обломков пород. Три сочетающихся треугольника несут в себе информацию, необходимую для классификационного разделения песчаников и выяснения основных условий их формирования.

¹ Цитируется по Клейну (Klein, 1963).

1. ВЫБОР СОСТАВА ПОЛЮСОВ ОСНОВНОГО КЛАССИФИКАЦИОННОГО ТРЕУГОЛЬНИКА

Каким критерием нужно руководствоваться для выбора состава полюсов классификационного треугольника? Анализ всех классификаций показал, что такой выбор может быть сделан исходя из: 1) чисто минералогического принципа; 2) принципа компонентов различного происхождения; 3) принципа различной устойчивости компонента.

Нетрудно показать, что любой принцип, кроме первого, вносит в классификацию известные элементы субъективизма, связанные с возможной неоднозначностью определения основных ее компонентов.

Так, согласно Фолку (Folk, 1954) и Губерту (Hubert, 1960), использовавшим принцип различного происхождения компонентов, по углам треугольника должны располагаться компоненты, заимствованные из осадочных (кварц, кварциты, кремни), метаморфических (слюды, обломки метаморфических пород) и изверженных пород (полевые шпаты, обломки изверженных пород). Затруднительность соблюдения объективного определения компонентов в такой трехчленной схеме приводит к появлению несравнимых результатов анализа песчаников, а потому не может быть использована в качестве универсальной классификационной схемы.

Аналогичная попытка генетической трактовки одного из полюсов треугольника сделана в недавно опубликованной классификации Г. Н. Бровкова и А. Е. Могилева (1965). В их схеме одна из вершин треугольника не имеет значения постоянного компонента, а заполняется различными типами обломков пород в соответствии с характером пород в области источников сноса; две другие вершины остаются неизменными, будучи представлены кварцем и полевыми шпатами. Предусмотрено пять вариантов заполнения переменного полюса диаграммы: обломками осадочных пород (терригенных и карбонатных), кремнистых, изверженных пород кислого состава, изверженных пород основного состава и обломками смешанных пород. Петрографический тип обломков предопределяет выделение пяти групп песчаников (литокласты, кремниты, аркозы, граувакки и миктиты), каждая из которых делится на более дробные типы в соответствии с составом полюсов треугольной диаграммы.

Оставляя в стороне дискуссионность такой номенклатуры, согласно которой к собственно аркозовым породам будут относиться песчаники, сложенные на 75—100% обломками кислых эффузивов, а к граувакковым песчаникам могут относиться песчаники, сложенные на 75—100% зернами полевых шпатов (как правило, альбитизированных) с незначительной примесью обломков изверженных пород основного состава, отметим, что такое построение классификации вносит в нее с самого начала недопустимый элемент субъективизма, связанный с трудностью и неоднозначностью точного определения состава обломков пород песчаной размерности. Иными словами, в основу классификации упомянутых авторов положен генетический признак, который не может быть распознан с помощью универсального определения, а это таит в себе опасность различного определения песчаных пород и появления несравнимых анализов.

В том случае, когда компонентный состав полюсов треугольной диаграммы выбирается по принципу их устойчивости, многие авторы классификационных схем (Pettijohn, 1954; Krynine, 1948; Gilbert, 1954 и др.) помещают в один из ее полюсов обломки кремнистых пород вместе с зернами кварца. Такое объединение может быть оправдано для характеристики песчаников существенно кварцевого состава, где окатанные зерна кремнистых пород свидетельствуют об их многократных циклах перетотложения вместе с зернами кварца. Однако в том случае, когда кремнистые обломки составляют с зернами эффузивов (от которых, кстати

сказать, они микроскопически иногда очень трудно отличимы) основную породообразующую часть песчаников, сформированных за счет разрушения эффузивно-кремнистых формаций, объединять кремни с кварцем и отделять их от эффузивных обломков нет никакого основания. Вместе с тем проводить различную группировку компонентов в минералогические полюса единой диаграммы недопустимо. Это обстоятельство вынуждает отказаться от принципа различной устойчивости компонентов в полюсах диаграммы и, в частности, заставляет не объединять кремнистые обломки с кварцем, а помещать их в составе общей группы обломков пород. Наконец, существуют попытки присоединять к основным полюсам диаграммы другие минералы, например слюду и др. Так, в ряде классификационных схем слюда помещается то вместе с обломками пород (Krumbein, 1948 и др.), то в числе группы полевых шпатов (Krumbein, Sloss, 1953; Варенцов, 1957 и др.). Такие попытки являются неудачными, так как не отражают генетических особенностей состава песчаников и вуалируют соотношения между главными компонентами, ибо в одних случаях слюда может быть связана с полевыми шпатами, а в других — с полюсом обломков пород.

Приходится констатировать, что наиболее оправданным является размещение в полюсах диаграммы трех главнейших компонентов песчаника (кварц, полевые шпаты, обломки пород), определение которых исключает всякие элементы субъективизма. Все прочие особенности состава песчаников, касающиеся как детализации основных породообразующих компонентов, так и связанные с присутствием дополнительных минералов, должны отражаться за пределами основного треугольника.

2. ДОЧЕРНИЕ ТРЕУГОЛЬНИКИ

Дочерние треугольники призваны детализировать полюсной состав компонентов — полевых шпатов и обломков пород.

Треугольник ассоциации полевых шпатов. Общеизвестно значение полевых шпатов в классификации изверженных пород; их эволюция всегда сопровождается соответствующим изменением состава этого компонента. Аналогичная картина имеет место и в терригенных породах, однако это до последнего времени недооценивалось. Вместе с тем дифференцированный состав полевых шпатов способен отразить ту характерную двойственность природы минерального состава обломочных пород, которая определяется, с одной стороны, исходным составом материнских образований, с другой — минералогической зрелостью обломочной ассоциации. Первая особенность выступает наиболее отчетливо в начальные этапы формирования песчаных пород за счет разрушения материнских изверженных и метаморфических образований и постепенно сглаживается по мере переотложения материала. Иными словами, этот признак реализуется при характеристике главным образом полимиктовых песчаников. Вторая особенность проявляется при созревании и переотложении обломочного материала, вплоть до формирования чисто кварцевых накоплений.

Характерным признаком полевых шпатов как индикатора материнских образований является их дифференцированный состав, в котором должен преобладать тот или иной тип полевого шпата. Опыт работы с терригенными породами подсказывает, что уже трехчленное деление группы полевых шпатов на калиевые разности, кислые плагиоклазы и более основные плагиоклазы (выше 20 *N*) дает удовлетворительные результаты в части возможной характеристики материнских образований (Шутов, 1961). Преобладание в песчаниках одного из трех типов полевого шпата составит хотя и общее, но вполне определенное представление о типах изверженных или метаморфических пород в области источников ее сноса. Уточнение петрографических типов материнских образо-

ваний должно осуществляться более детальным изучением присутствующих обломков пород и комплекса акцессорных минералов.

В том случае, когда полевые шпаты играют роль показателя минералогической зрелости обломочного материала, должны быть использованы следующие признаки их дифференцированного состава (табл. 1).

Таблица 1

Состав полевых шпатов—индикатор степени минералогической зрелости обломочной ассоциации

Тип терригенного материала		Характер полевошпатовой ассоциации
Изменение в зоне осадкообразования	Обломочный материал, образованный при непосредственном разрушении изверженных материнских пород	Пестрый состав полевошпатовой ассоциации в соответствии с типами материнских пород; как правило, присутствуют основные плагиоклазы (выше 20 N)
	Обломочный материал, испытавший по меньшей мере один цикл переотложения	Как правило, двухкомпонентный состав полевошпатовой ассоциации. Основные плагиоклазы (выше 20 N) отсутствуют
	Материал, испытавший много циклов переотложения или подвергавшийся сильному выветриванию. Характеризуется кварцевым составом	Как правило, в полевошпатовой ассоциации резко преобладают калиевые разновидности. Кислые плагиоклазы часто отсутствуют

Указанная эволюция состава полевых шпатов, возникающая в ходе общего переотложения обломочного материала, связана с различной устойчивостью отдельных типов полевого шпата. Причем на первый план выступает здесь не различная сопротивляемость минералов к процессам их механического истирания, а дифференциальная химическая устойчивость определенных типов полевого шпата.

Наибольшей химической устойчивостью обладают калиевые полевые шпаты; промежуточное положение занимают кислые плагиоклазы; наименее стойкими являются основные плагиоклазы (выше 20 N). Последние легко разлагаются (замещаются карбонатами, цеолитами и др.) уже в условиях диагенеза — начального эпигенеза, что исключает возможность их дальнейшего участия в переотложении обломочного материала. С этим хорошо согласуется и тот парадоксальный факт, что группа основных плагиоклазов (выше 20 N), являющаяся среди полевых шпатов наименее стойким компонентом, встречается в терригенных породах всегда только в свежем состоянии. Иными словами, ее присутствие является индикатором одноциклического образования осадков.

Если исходить из особенностей трансформации состава полевых шпатов в общем процессе формирования песчаников, то районирование их дочернего треугольника должно отразить, с одной стороны, возможное разнообразие полевошпатовой ассоциации и преобладание в ней того или иного типа полевого шпата, а с другой — направление изменения ассоциации в сторону концентрации в ней наиболее устойчивых типов. Таким требованиям удовлетворяет районирование треугольника, приведенное на фиг. 6, Б. Полимиктовые породы будут характеризоваться тремя полями, в которых преобладает один из типов полевого шпата.

1. Поле с преобладанием калиевых полевых шпатов отвечает породам, возникшим при разрушении кислых, щелочных изверженных пород гранитоидной группы (или соответствующего переотложенного материала).

2. Поле с преобладанием основных плагиоклазов (выше 20 N) будет характеризовать песчаники, возникшие за счет разрушения средних и основных изверженных пород.

3. Поле с преобладанием кислых плагиоклазов характеризует значительную по объему группу изверженных, а также метаморфических пород, претерпевших сильное вторичное изменение и, в частности, диафторическое преобразование (или соответствующий материал, переотложенный в осадочных породах).

В процессе переотложения обломочного материала и его минералогического созревания первично-генетические особенности полевошпатовой ассоциации будут постепенно стираться, и ее состав будет приближаться к бикомпонентной смеси, располагающейся вдоль боковой стороны треугольника, соединяющей вершины калиевого полевого шпата и кислых плагиоклазов. Поэтому для пород кварцевой группы (с содержанием кварца более 50%) предусматриваются два поля с преобладанием кислых плагиоклазов для менее зрелых и калиевых полевых шпатов — для более зрелых песчаников.

Общее направление созревания полевошпатовой ассоциации показано на треугольнике соответствующими стрелками (см. фиг. 6, Б).

Треугольник группы обломков пород. Если полевые шпаты имеют универсальное значение для всех групп песчаных пород, то типизация обломков, уточняющих тип материнских образований, будет иметь большое значение главным образом для песчаников, формировавшихся в процессе непосредственного разрушения соответствующих изверженных и метаморфических образований, т. е. при формировании пород граувакковой группы. Однако и для этих пород узкие рамки классификации не могут охватить всего многообразия типов обломков пород, представляющих материнские образования, поэтому приходится концентрировать внимание на обломках, принадлежащих основным генетическим группам горных пород: осадочным, изверженным + (метаморфическим) основного и кислого состава. В соответствии с этим дочерний треугольник для обломков пород должен районироваться на три поля, отражающих преобладание в песчаниках обломков той или иной группы материнских пород (см. фиг. 6, В). Более детальное определение обломков пород связано иногда со значительными трудностями и содержит в себе известный элемент субъективизма, недопустимый при классификационной типизации. Поэтому их подробное изучение целесообразно проводить за рамками общей классификации.

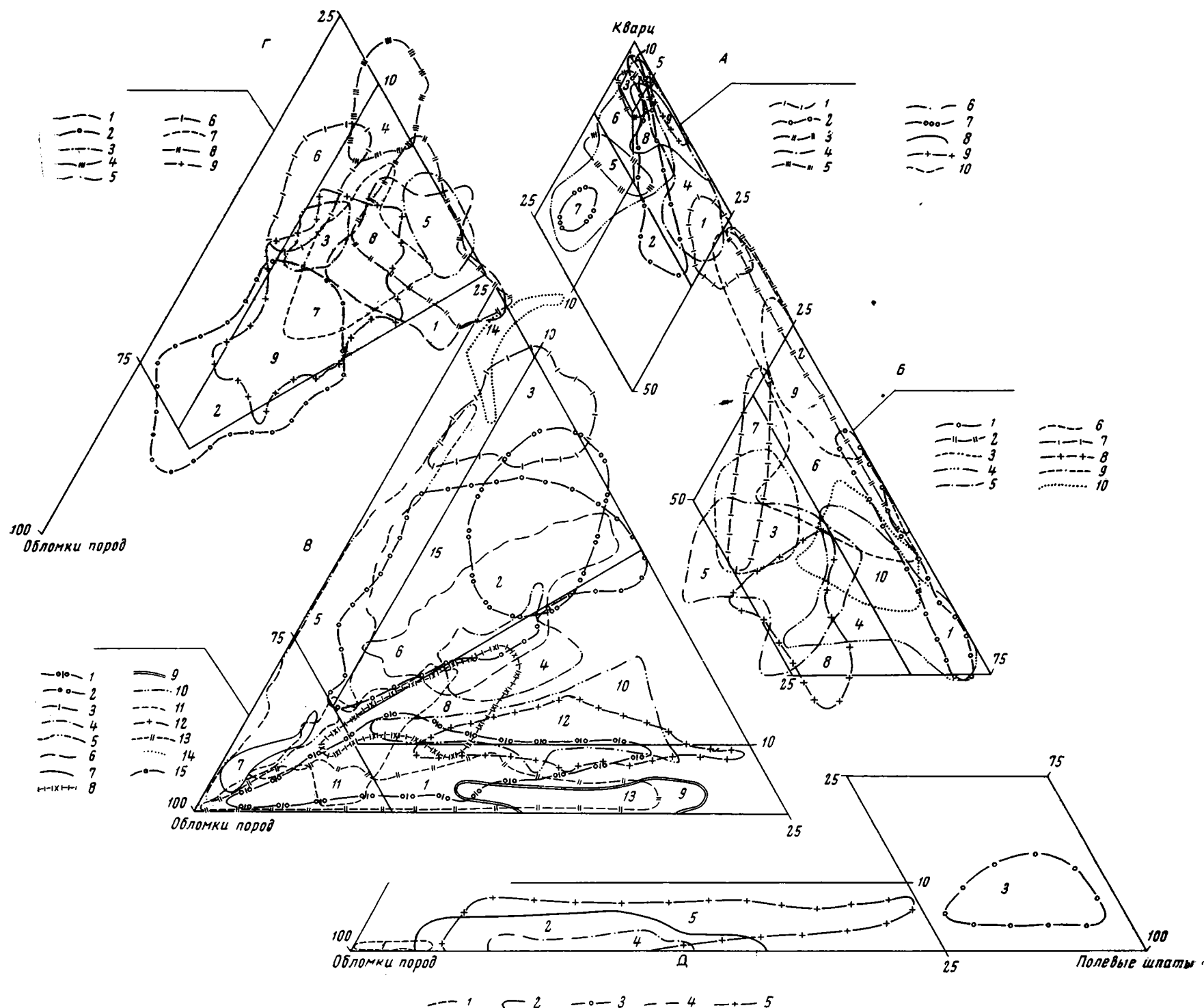
С помощью вспомогательного треугольника обломков пород должны выявляться основные типы граувакковых пород, сложенные обломками кислых или основных изверженных (метаморфических) пород, — соответственно фельзит-порфиновые и порфирит-базальтовые граувакки, либо обломками осадочных пород — лититовые или литокластовые граувакки.

3. ОБОСНОВАНИЕ КОНФИГУРАЦИИ ПОЛЕЙ ОСНОВНОГО КЛАССИФИКАЦИОННОГО ТРЕУГОЛЬНИКА

В настоящем разделе сделана попытка генетического обоснования минералогического районирования основного поля треугольной диаграммы. С этой целью на треугольную диаграмму нанесены контуры полей, образованные песчаниками, принадлежащими формациям, предварительно типизированным по петрографическому составу субстрата питающих их областей².

Из большого числа анализов отобраны естественные ассоциации песчаных пород, формирование которых шло за счет разрушения более или менее однородных комплексов, представленных:

² Учтено более 3000 минералогических анализов песчаных пород, относящихся к 150 различным объектам, сформированным в разных фашиально-тектонических и климатических обстановках. Большинство анализов выполнено в лаборатории минералогии осадочных пород ГИН АН СССР; использованы данные многих сотрудников упомянутого института (Тимофеев, 1964; Копорулин, 1966) и др.



Фиг. 1. Конфигурация минералогических полей песчаников, сформированных за счет различного разрушения определенных комплексов материнских образований

А — поля песчаников, образованных за счет перетолжения существенно кварцевых пород (или мощных кор выветривания): 1 — верхнемеловые отложения, Вилюйская впадина; 2 — меловые отложения, Саратовское Пс. эльзе; 3 — юрские отложения, Иркутский бассейн; 4 — юрские отложения, юго-западная часть Ангара-Чулымского прогиба; 5 — юрские отложения, южная часть Ангара-Чулымского прогиба; 6 — юрские отложения, Рыбинская впадина; 7 — пенсильванские отложения, Запад США; 8 — пенсильванские отложения, шт. Иллинойс, США; 9 — нижнекарбоновые отложения, Тульский горизонт. Подмосковная синеклиза; 10 — рифейские отложения, низы Сердобского комплекса, Пачелмский прогиб.

Б — поля песчаников, образованных за счет разрушения гранитоидных комплексов: 1 — современные отложения, аркозовая дресва, шт. Техас, США; 2 — третичные отложения, Бурейский бассейн; 3 — альбские отложения, Таджикская депрессия; 4 — нижнемеловые отложения, Вилюйская впадина; 5 — верхнеюрские отложения, Приверхоянский прогиб; 6 — юрские отложения, Ангара-Чулымский прогиб; 7 — юрские отложения, Рыбинская впадина; 8 — нижнепермские отложения, Западное Верхоянье; 9 — докембрийские отложения, формация «Satakunta», юго-западный склон Балтийского щита; 10 — докембрийские отложения, формация «Mihus», юго-западный склон Балтийского щита.

В — поля песчаников, образованных за счет разрушения эффузивных комплексов: 1 — олигоценовые отложения, майкопская свита, Предгорья Малого Кавказа и Талыша; 2 — юрские отложения, Иркутский бассейн; 3 — нижнеюрские отложения, байлыкская свита, Западное Верхоянье; 4 — нижнетриасовые отложения, кельтерская свита, Западное Верхоянье; 5 — верхнепермские отложения, пещорская серия, Печорский бассейн; 6 — отложения татарского яруса, Оренбургское Приуралье; 7 — верхнепермские отложения, Пермское Приуралье; 8 — отложения казанского яруса, Оренбургское Приуралье; 9 — верхнекарбоновые отложения, шаханская свита, Карагадинский бассейн; 10 — верхнекарбоновые отложения, жидилисайская свита, Джезказганская впадина; 11 — среднекарбоновые отложения, джезказганская свита, Джезказганская впадина; 12 — нижнекарбоновые отложения, склоны Кокчетавского массива; 13 — нижнекарбоновые отложения, ашлярская свита, Карагадинский бассейн; 14 — нижнекарбоновые отложения, угленосная толща, восточный склон Урала; 15 — девонские отложения, Тувинский прогиб.

Г — поля песчаников, образованных за счет разрушения полимиктовых толщ геосинклинали: 1 — плиоценовые отложения, акчагыльский ярус, Зап. Туркмения; 2 — олигоценовые отложения, майкопская свита, Юго-Восточный Кавказ; 3 — олигоценовые отложения, шт. Техас, США; 4 — альбские отложения, Таджикская депрессия; 5 — отложения баррема — апта, Таджикская депрессия; 6 — валанжинские отложения, Таджикская депрессия; 7 — верхнеюрские отложения, Юго-восточный Кавказ; 8 — отложения аалена — нижнего байоса, Юго-Восточный Кавказ; 9 — пермские отложения, Западное Каратау.

Д — поля вулканогенно-обломочных пород: 1 — плиоценовые отложения, акчагыльский ярус, Западная Туркмения; 2 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, витро (пиро) кластические туфы, Азербайджан; 3 — карбоновые отложения, кристаллотуфы, Австралия (по Круку, 1960); 4 — карбоновые отложения, литокластические туфы, Австралия (по Круку, 1960); 5 — девонские отложения, улутауская свита, смешанные витро-литокристаллотуфы, Урал (по Хворовой, 1965).

- 1) осадочными породами существенно кварцевого состава;
- 2) осадочными породами полимиктового состава;
- 3) эффузивными породами кислого, среднего и основного составов, иногда в ассоциации с фтанитовыми образованиями;
- 4) изверженными полнокристаллическими образованиями кислого и среднего составов, а также метаморфическими породами высоких ступеней метаморфизма;
- 5) вулканогенно-обломочным материалом, поступавшим непосредственно из очагов действующего вулканизма.

При соответствующем подборе песчаных парагенезов учтены только такие объекты, для которых выполнена полноценная палеогеографическая реконструкция их областей питания, сложенных одним из перечисленных выше комплексов более или менее однородного состава.

Таким образом, вариации в составе песчаников, определяющиеся характером типизированных материнских пород и разнообразием условий их разрушения, должны обосновать генетическое выделение классификационных полей, отражающих петрографический тип пород источников сноса.

Минералогические поля, связанные с формированием кварцевых песчаников за счет разрушения осадочных пород существенно кварцевого состава, локализуются в верхнем углу треугольной диграммы. Они образуют у ее вершины характерное двухлучевое поле, раскрывающееся в сторону основания треугольника (фиг. 1, А). Обе ветви этого поля, представленные «полевошпатовыми» и «литокластовыми» породами, тяготеют к соответствующим боковым сторонам треугольника и пересекаются лишь у его вершины. Это свидетельствует о том, что минеральная специфика кварцевых пород, связанная с их формированием за счет первично-аркозового или литокласто-грауваккового состава, сохраняется до последних стадий общего созревания обломочного материала и стирается лишь в узком поле собственно кварцевых образований. В соответствии с этим в породах кварцевого состава естественно различаются три минералогических поля: мономиктовые кварцевые песчаники (кварца $>90\%$; полевых шпатов $<5\%$; обломков пород $<5\%$) и олигомиктовые кварцевые песчаники, среди которых выделяются полевошпато-кварцевые разности (кварца $65-95\%$, полевых шпатов $5-25\%$; обломков пород меньше 10%) и литокласто-кварцевые разности (кварца $65-95\%$; обломков пород $5-25\%$, полевых шпатов меньше 10%).

Все перечисленные породы характеризуются бикомпонентным составом полевых шпатов: калиевые шпаты и кислые плагиоклазы с отчетливым преобладанием первых.

Поля аркозовых песчаников, связанных с разрушением полнокристаллических изверженных пород кислого и среднего составов, а также метаморфических пород высоких ступеней метаморфизма примыкают к боковой стороне треугольника, ограниченной вершинами кварц — полевые шпаты (см. фиг. 1, Б).

Большинство полей, принадлежащих аркозовым песчаникам, располагается между уровнями с 75-и 25-процентным содержанием в них полевых шпатов. Широкие вариации этого пороодообразующего компонента определяются характером исходных материнских пород и условиями их разрушения. Об этом свидетельствуют конфигурации полей частных аркозовых парагенезов, образующих вытянутые полосы, начинающиеся и кончающиеся на разных уровнях содержания группы полевых шпатов (см. рис. 1, Б). Как правило, «начало» аркозовых полей не спускается ниже 75% содержания в них полевых шпатов. В этом смысле наличие «пустого» поля у основания полевошпатовой вершины, отмечавшееся Джильбертом (Gilbert, 1954) и А. Г. Коссовской (1962), подтверждается новыми данными. Менее определены «верхняя» граница аркозовых пород и область их сопряжения с олигомиктовыми полевошпатово-квар-

цевыми песчаниками. Большинство аркозовых полей не выходит за границы 25-процентного ограничения содержания полевых шпатов. Случаи, которые нарушают этот предел, относятся к формированию пород за счет разрушения мощной коры выветривания, развитой на соответствующих кристаллических массивах (Бурейнский бассейн Сибири, Хетский бассейн Чехословакии и др.). Поля таких аркозов перекрываются полями олигомиктовых песчаников, однако, в отличие от последних, они как правило сопровождаются узким «шлейфом» полевошпатового материала, заимствованного за счет разрушения неветрелых корней зоны выветривания (см. фиг. 1, Б).

Наряду с чистыми аркозами широко распространены их литокластовые разности. Поля таких пород расширяются в сторону внутренних частей треугольника, однако и они хорошо укладываются в соответствующие «аркозовые» уровни содержания группы полевых шпатов (см. фиг. 1, Б).

Важным дополнением для выяснения генетических и номенклатурных особенностей аркозовых пород является их характеристика, получаемая с помощью дочернего треугольника полевошпатовой ассоциации. В нем концентрируются сведения о степени основности кристаллических материнских образований (типы полевых шпатов).

Совокупность всех данных позволяет выделять чистые, или собственно аркозовые, поля (полевые шпаты 25—75%, обломки пород <10%) и поля литокластовых или граувакковых аркоз (полевые шпаты 25—65%, обломки пород 10—25%), а внутри указанных типов пород — соответствующие разновидности, различающиеся по составу полевых шпатов.

Поля песчаных парагенезов, возникающих за счет разрушения комплекса эффузивных пород, занимают на диаграмме максимальную площадь. Они концентрируются у вершины треугольника, представленной обломками пород, и образуют пучок полей, радиально расходящихся от вершины во все стороны треугольника (см. фиг. 1, В).

Такая ориентировка частных полей связана, очевидно, с тонкозернистой природой материнского субстрата, разрушение которого, сопровождавшееся гранулометрическим измельчением материала, приводило к минеральной дезинтеграции и освобождению зерен кварца и полевого шпата в соответствии с их разным количеством в исходных материнских породах.

Анализируя причины отклонения радиальных направлений от горизонтального, вдоль нижней стороны треугольника до направления, соответствующего его боковой стороне, приходится констатировать, что главными факторами, обуславливающими то или иное развитие обломочных парагенезов, являются первичное соотношение в материнских породах кварца и полевого шпата, а также степень устойчивости основной массы эффузивных образований области источников сноса. При прочих равных условиях основные — полевошпатовые и кислые — кварцевые эффузивы являются основными питающими комплексами для двух крайних полей грауваккового пучка песчаных пород. Первые соответствуют полям, примыкающим к горизонтальной стороне треугольника, вторые — полям вдоль его боковой стороны. Однако такое соотношение нарушается по меньшей мере двумя обстоятельствами: первое — когда толщи основного состава преобразованы зеленокаменным изменением, при котором нарушается первичное соотношение в породе кварца и полевого шпата, второе — когда в парагенезе материнских пород наряду с эффузивами широко развит фтанито-яшмовый комплекс. Так, поля песчаных парагенезов, образующихся за счет размыва преимущественно неизменных, чисто эффузивных комплексов среднего и основного состава, а также кислых порфировых образований с обилием полевых шпатов, ориентируются вдоль нижней стороны треугольника (см. фиг. 1, В). В со-

ставе таких пород при переменном содержании в них группы обломков пород (от 25 до 100%) наблюдается постоянное преобладание зерен полевого шпата над кварцем.

Пространственное размещение различных песчаников (частных полей) делает целесообразным выделение здесь двух классификационных полей: поля собственно полевошпатовых граувакк (с содержанием кварца $<10\%$) и поля кварцево-полевошпатовых граувакк, ограниченных содержанием кварца $>10\%$ и линией равного соотношения в породе полевых шпатов и кварца (см. фиг. 1, В).

Вдоль боковой стороны треугольника концентрируются граувакки, образованные преимущественно за счет разрушения кислых эффузивов, вместе с яшмовидными породами зеленокаменной зоны питающих областей.

В итоге возникающая ассоциация граувакковых песчаников характеризуется присутствием большого числа устойчивых компонентов (кварца, обломков кремней, зерен кислых эффузивов и др.) и постоянным преобладанием кварца над зернами полевых шпатов.

По аналогии с предыдущими типами граувакк, образованными за счет разрушения чисто эффузивных комплексов, здесь также могут быть выделены два поля: кварцевых граувакк (с содержанием полевых шпатов $<10\%$) и полевошпато-кварцевых граувакк, ограниченное содержанием полевых шпатов $>10\%$ и линией равного соотношения в породе кварца и полевых шпатов (см. фиг. 1, В).

Таким образом, районирование грауваккового угла треугольника должно базироваться на выделении четырех радиальных полей, характеризующих ассоциации, отличающиеся друг от друга при переменном содержании обломков пород разным соотношением кварца и полевых шпатов. Однако проследить указанные ассоциации непосредственно у вершин радиально сходящегося пучка полей иногда очень трудно, поэтому представляется целесообразным выделить еще одно поле незрелой ассоциации, представленной преимущественно обломками пород (обломки пород 75—100%, кварц и полевые шпаты 0—25%). Оно представляет собой как бы начальное звено в формировании той или иной ассоциации граувакковой группы.

Окончательная генетическая интерпретация типа грауваккового песчаника должна проводиться после установления его специфики, выявляющейся с помощью дополнительного дочернего треугольника (обломков пород).

Поля, связанные с разрушением полимиктовых терригенных толщ геосинклинального происхождения, «накладываются» на предыдущие поля треугольника, характеризующие ассоциации, возникающие за счет разрушения эффузивных комплексов (см. фиг. 1, Г). Однако и в этом случае принцип радиальной ориентировки поля не нарушается: переотложенные полимиктовые ассоциации укладываются в основном в минералогическое поле полевошпато-кварцевых граувакк (см. фиг. 1, Г). Во всех случаях источниками сноса были полимиктовые толщ, образованные в условиях геосинклинального погружения за счет разрушения и переотложения материала из более древних комплексов, в составе которых немалая роль принадлежала и эффузивно-осадочным образованиям.

Последнее обстоятельство проливает свет на минеральную конвергенцию, когда один и тот же состав песчаников возникает либо за счет непосредственного разрушения метаморфизованных или выветрелых эффузивно-осадочных комплексов главным образом кислого состава, либо в результате многократного переотложения материала из осадочных толщ, так или иначе связанных с комплексами эффузивно-осадочного состава. Оба пути формирования обломочной ассоциации связаны с частичной потерей неустойчивых минералов в составе первичных источников сноса и обогащением ассоциации более стойкими компонентами.

Следствием такого процесса является постоянное преобладание в составе соответствующих граувакк и переотложенных полимиктовых ассоциаций кварца над зернами полевого шпата. Отличительные признаки указанных ассоциаций должны заимствоваться из дополнительной дочерней диаграммы.

И, наконец, поля, связанные с собственно вулканогенно-обломочными породами, в случае отсутствия разбавления терригенно-осадочным материалом концентрируются вдоль нижней стороны классификационного треугольника. Частично они перекрываются полями граувакковых пород, которые характеризуются низким содержанием кварца (см. фиг. 1, Д).

Следует отметить, что детальная типизация вулканогенно-обломочных пород, равно как и выяснение их взаимоотношений с собственно терригенными образованиями, не входит в тему настоящей статьи; такая типизация является большим и сложным вопросом. Однако полное игнорирование вулканогенных образований также недопустимо, так как обедняет и делает неполноценной предлагаемую классификацию песчаных пород. Поэтому представляется необходимым показать в рамках треугольного поля то положение, которое занимают основные типы вулканогенно-обломочных пород. Как следует из фиг. 1, Д, вулканогенно-обломочные породы локализируются в основном в двух участках треугольной диаграммы: 1) в пределах полей собственно граувакк и полевошпатовых граувакк, где сосредоточены пирокластовые, лититовые и смешанные лито-витро-кристаллотуфовые породы; 2) в ромбовидном поле у полевошпатовой вершины треугольника, где помещаются специфические кристаллотуфовые образования. Интересно отметить, что упомянутое ромбовидное поле является для собственно терригенных пород «запрещенным» полем (Коссовская, 1962). Таким образом, линия основания общего треугольного поля является как бы потенциальным концентратором различного вулканогенного материала. Поэтому всякое приближение на диаграмме к этой стороне треугольника должно настораживать исследователя на возможное присутствие материала вулканогенного происхождения. Однако было бы ошибочным ожидать такой материал только в песчаниках, располагающихся у основания треугольника. По своему составу смешанные вулканогенно-осадочные породы могут распространяться на все поля диаграммы вплоть до песчаников существенно кварцевого состава. К сожалению, четкие критерии для обнаружения и количественной оценки примеси вулканогенного материала разработаны еще очень слабо.

Анализ состава песчаников под углом зрения их формирования за счет различного разрушения определенных петрографических комплексов позволяет провести полное районирование минералогических полей классификационной диаграммы (см. фиг. 1). Исключение составляет центральное мезомиктовое поле среди пород кварцевой группы. Его заполнение не связано с разрушением определенного петрографического комплекса, а осуществляется в результате разрушения пород, широкого петрографического спектра в специфических тектонических и климатических условиях, на чем мы остановимся ниже при анализе соответствующих факторов.

4. АНАЛИЗ ВЫДЕЛЕННЫХ ПОЛЕЙ ДИАГРАММЫ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ДРУГИХ ГЛАВНЕЙШИХ ФАКТОРОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

В настоящем разделе сделана попытка проанализировать положение выделенных полей с точки зрения других главнейших факторов формирования терригенных пород: тектоники, климата и процессов смешения материала из различных источников сноса.

Фактор тектонического режима. Его влияние на состав песчаных пород признается всеми авторами русских классификацион-

ных схем (Шутов, 1965). Оно выражается в предполагаемом увеличении активности тектонического режима формирования песчаников по мере изменения их состава в сторону большей полимиктовости. Иными словами, увеличение тектонической активности соответствует перемещению фигуративных точек состава песчаников из верхней, олигомиктовой, части треугольника к основанию, нижней полимиктовой его половине (Страхов, 1960). Однако такая констатация роли тектоники в образовании песчаников носит слишком общий, качественный характер. Поэтому предпринята попытка ее конкретизации. Она проведена после предварительной типизации терригенных формаций по признаку степени активности тектонического режима их формирования в платформенных и миогеосинклинальных (вместе с примыкающими к ним краевыми прогибами) областях. Отсутствие четкой зависимости между составом пород и режимом их формирования придало многим полям в средней части классификационного треугольника значения полигенетичности и неопределимости. Однако это не помешало сгруппировать поля и выделить в треугольнике три «тектоно-полимиктовых» уровня, соответствующих возрастанию активности тектонического режима формирования песчаных пород:

I уровень — песчаники, образованные при вялом тектоническом режиме на платформе.

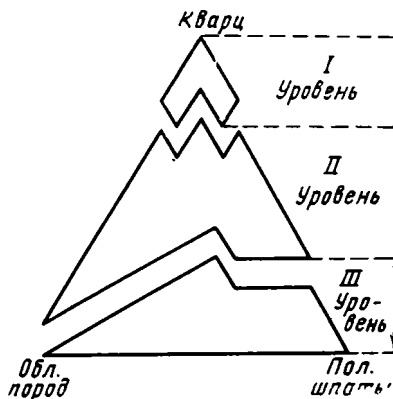
II уровень — песчаники, образованные при различном тектоническом режиме в платформенных и складчатых областях.

III уровень — песчаники, образованные только при активном тектоническом режиме в складчатых областях.

Графическое изображение трех перечисленных уровней дано на фиг. 2.

Климатический фактор. Специфические аридные и гумидные особенности минерального состава песчаников отмечены впервые Н. М. Страховым (1960, 1962). Нами проанализирован большой фактический материал по гумидным и аридным (начально аридным) отложениям с целью выявления пространственной ориентировки минеральных полей песчаников и специфики процессов минерального созревания пород разных климатических обстановок.

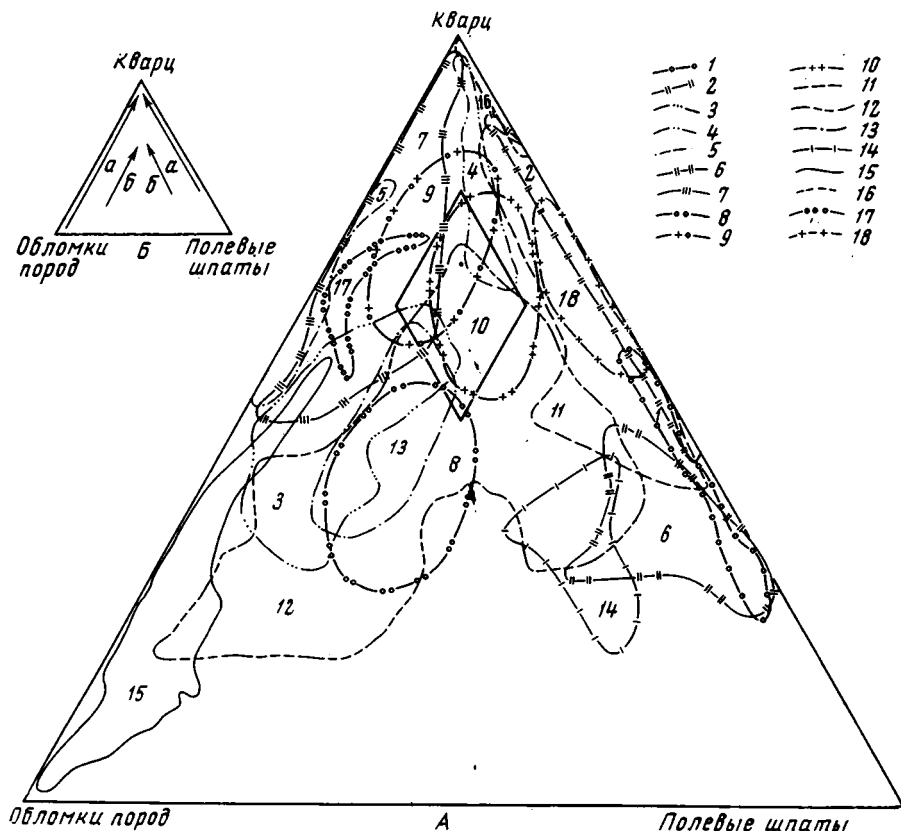
В условиях гумидного климата имеет место тяготение всех полей к верхней части треугольника, при этом отдельные частные поля песчаников независимо от их положения на треугольнике отчетливо ориентируются параллельно одной из его боковых сторон (фиг. 3, А). Такая ориентировка связана с быстрым созреванием обломочной ассоциации, сопровождающимся увеличением содержания в ней кварца и сокращением менее устойчивых компонентов — полевых шпатов и обломков пород. Направленное изменение состава пород связано как с химическим выветриванием пород в областях источников сноса, так и с последующими процессами уничтожения нестойких компонентов в условиях отложения материала и его постседиментационного пресбразования.



Фиг. 2. ТECTOHO-ПОЛИМИКТОВЫЕ уровни (в классификационном треугольнике) — показатели интенсивности тектонического режима формирования песчаных пород

I уровень — вялый режим платформ; II уровень — разнообразные режимы платформ и складчатых областей; III уровень — интенсивный режим в складчатых областях. Стрелка — возрастание интенсивности тектонического режима

Различные соотношения между степенью «гумидности» климата и интенсивностью тектонического режима, в условиях которого происходит разрушение материнских пород, определяют большую или меньшую вытянутость минералогических полей вдоль одной из боковых сторон тре-



Фиг. 3. Конфигурация и ориентировка минералогических полей песчаников гумидного литогенеза

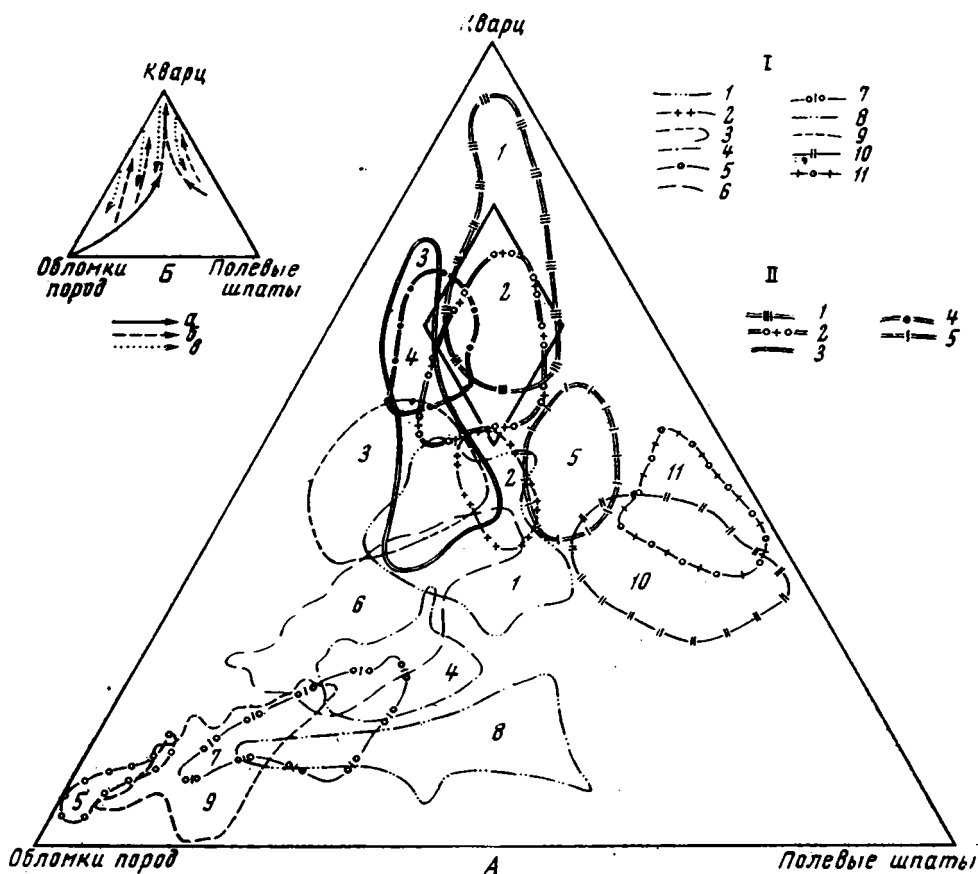
А — основной треугольник:

1 — современные отложения, аркозная дрэва, шт.Техас, США; 2 — третичные отложения, Буренский бассейн; 3 — третичные отложения, Индия; 4 — меловые отложения, Саратовское Поволжье; 5 — меловые отложения, Североамериканская платформа; 6 — нижнемеловые отложения, Виллюйская впадина; 7 — меловые отложения, Венесуэла; 8 — юрские отложения, Иркутский бассейн; 9 — юрские отложения, юго-восток Иркутского бассейна; 10 — юрские отложения, Тулунский р-н Иркутского бассейна; 11 — юрские отложения, Ангара-Чулымский прогиб; 12 — нижнеюрские отложения, Приобье; 13 — верхнепермские отложения, Западное Верхоянье; 14 — нижнепермские отложения, Западное Верхоянье; 15 — пермские отложения, печорская серия, Печорский бассейн; 16 — нижнекарбоновые отложения, угленосная толща, Подмосковский бассейн; 17 — нижнекарбоновые отложения, восточный склон Урала; 18 — докембрийские отложения, формация «Satakunta», юго-восточный склон Балтийского щита.

Б — схема минералогического созревания песчаников гумидного литогенеза:
а — завершенное; б — незавершенное

угольника, что, в свою очередь, приводит к завершенному и незавершенному характеру процесса минерального созревания песчаных пород. Конечными продуктами первого являются чисто кварцевые породы с примыкающими к ним олигомиктовыми полями. Незавершенное созревание не доходит до мономинеральных образований, а останавливается в поле кварцевых пород мезомиктового типа. Как правило, в условиях нормально гумидного климата полное созревание пород происходит только при вялом тектоническом режиме, незавершенное — при более интенсивном (см. фиг. 3, Б).

В условиях аридного (начально аридного) климата и преимущественного развития автохтонной седиментации образуются песчаники, свойственные преимущественно нижней половине классификационного треугольника (фиг. 4, А). Занимая нижнюю половину треугольника, поля



Фиг. 4. Конфигурация и ориентировка минералогических полей песчаников (начально) аридного литогенеза

А — основной треугольник.

I — поля песчаников автохтонных отложений:

1 — плиоценовые отложения, ачкагыльский ярус, Зап. Туркмения; 2 — аптские отложения, Таджикская депрессия; 3 — валанжинские отложения, Таджикская депрессия; 4 — нижнетриасовые отложения, Зап. Верхоянье; 5 — отложения татарского яруса, Пермское Приуралье; 6 — отложения татарского яруса, Оренбургское Приуралье; 7 — отложения казанского яруса, Оренбургское Приуралье; 8 — верхнекарбоновые отложения, жидилисая свита, Джезказганская впадина; 9 — среднекарбоновые отложения, джезказганская свита, Джезказганская впадина; 10 — карбоновые отложения, аркозы, юг Тенизской впадины; 11 — докембрийские отложения, Формация «Muhus», юго-восточный склон Балтийского щита.

II — поля песчаников аллохтонных отложений:

1 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, Апшеронский п-ов; 2 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, Кобыстан; 3 — миоценовые отложения, Дагестан; 4 — альбские отложения, восточный борт Таджикской депрессии; 5 — альбские отложения, западный борт Таджикской депрессии.

Б — схема минералогического созревания песчаников аридного литогенеза:

а — автохтонное; б — аллохтонное; в — направление привноса существенно кварцевого материала из гумидной зоны

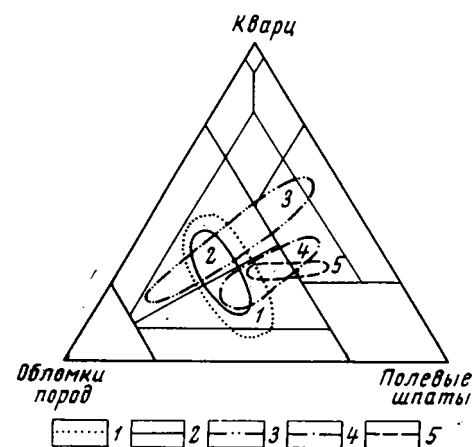
аридных песчаников не стремятся вытянуться вдоль его боковых сторон. Наоборот, наблюдается тенденция в их ориентировке, направленной к центру классификационного треугольника. Это связано, очевидно, с очень медленным процессом созревания минерального состава пород, проходящим главным образом в результате простой дезинтеграции обломочного материала без какого-либо селективного уничтожения нестойких

компонентов. В условиях автохтонной седиментации конечные продукты процесса минерального созревания не могут «подняться» до уровня мезомиктового поля и, как правило, остаются в пределах полимиктовой половины треугольника (см. фиг. 4, Б).

Однако, как показал Н. М. Страхов (1962), в аридных обстановках широко распространен процесс аллохтонной седиментации, который из-

меняет общий характер минерального созревания пород, свойственный аридным зонам.

Подача существенно кварцевого материала из гумидных зон или его поступление в результате размыва более древних кварцевых накоплений и смешения этого материала с собственно аридными ассоциациями приводит к формированию необычных для аридных условий пород мезомиктового состава (см. фиг. 4, А и Б). В этих случаях аридная аллохтонная седиментация как бы имитирует незавершенное минеральное созревание пород, свойственное породам гумидной зоны. При выяснении природы песчаников мезомиктового поля необходимо иметь в виду, что в случае формирования мезомиктовых пород за счет незавершенного гумидного созревания прослеживается постепенное изменение (пере-



Фиг. 5. Конфигурация и ориентировка минералогических полей смешанных ассоциаций 1 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, Прикуриинская низменность; 2 — пермские отложения, Восточный Каратау; 3 — юрские отложения, Западно-Сибирская низменность; 4 — юрские отложения, Карандайский р-н Иркутского бассейна; 5 — карбоновые отложения, граувакки Гарца, Германия

рождение) обломочной ассоциации (в том числе и ассоциации полевых шпатов). В случае, когда такое образование обусловлено аллохтонной седиментацией, в аридных условиях имеет место не направленное перерождение обломочной ассоциации, а контрастное смешение обломочного материала с формированием смешанной ассоциации мезомиктового состава. В ней уживается гибридный набор минералов, в котором наряду с преобладанием кварца присутствуют такие неустойчивые минералы, как основные плагиоклазы (выше 20 N), неустойчивые обломки пород и др. Примерами таких ассоциаций мезомиктового состава являются песчаники продуктивной толщи Апшеронского п-ова и Кабристана, миоцена Дагестана и альбских отложений западного и восточного бортов Таджикской депрессии; их минералогические поля, показанные на фиг. 4, А двойным контуром, обнаруживают специфическую вертикально вытянутую ориентировку.

Резюмируя разбор климатических особенностей минерального состава песчаников, можно констатировать различное размещение и различную ориентировку полей гумидных и аридных песчаников, а также различные направления их минерального созревания (в гумидном литогенезе — завершённое и незавершённое; в аридном — автохтонное и аллохтонное).

Фактор смешения материала различных источников сноса. Возникающие смешанные ассоциации чаще всего не укладываются в рамки классификационных полей треугольника, а секут их границы. Характер пересечения классификационных границ соответствующим полем смешанной ассоциации дает известные наведения для восстановления компонентов смешения.

Ввиду того, что примеры смешения в области пород мезомиктового состава (аллохтонная седиментация) уже рассмотрены в предыдущем разделе, разберем характерные случаи смешения материала в нижней полимиктовой части треугольника.

1. В отличие от характерной для граувакк радиальной ориентировки, поля смешанных парагенезов секут классификационные границы почти под прямым углом. К таким примерам относятся отложения продуктивной толщи Прикаспийской низменности (P1) и каратауский комплекс Мангышлака (Т—Р; фиг. 5), которые формировались в условиях смешения полимиктового (литокластового) материала и материала, возникающего при разрушении комплекса изверженных пород.

2. Широко распространено смешение обломочного материала на стыке полевошпато-кварцевых граувакк и граувакковых аркоз. Поля таких смешанных ассоциаций вытягиваются иногда поперек всего треугольника, пересекая его вертикальную ось под острым углом. Примеры — третичные отложения Сахалина и некоторые ярусы юры в Западно-Сибирской низменности (см. фиг. 5). Во всех случаях — это размыв осадочно-полимиктовых толщ, прорванных гранитоидами.

3. В предгорных областях часто присутствуют смешанные парагенезы, возникающие за счет разрушения сложного комплекса изверженных пород, в строении которого участвуют и покровы, и интрузии. Примеры — граувакки Германи и некоторые участки развития юрских отложений юга Сибири (см. фиг. 5). Поля этих смешанных парагенезов располагаются на стыке граувакковых аркоз и кварцево-полевошпатовых граувакк.

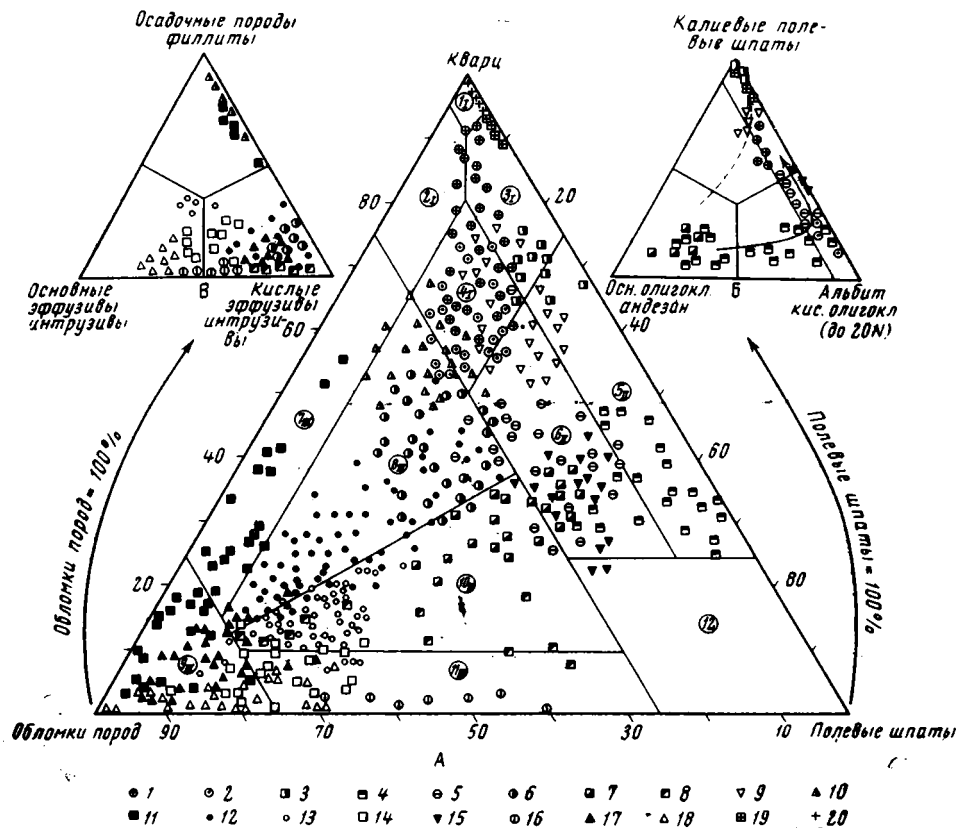
Разобранные примеры наглядно показывают, что конфигурация и ориентировка минеральных полей, особенно в тех случаях, когда она не совпадает с направлениями естественного вызревания состава пород, может и должна использоваться для суждения о характере седиментационного смешения обломочного материала. Дополнительные критерии смешанных ассоциаций могут быть заимствованы из дочерних треугольников.

5. ПРЕДЛАГАЕМАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ЕЕ НОМЕНКЛАТУРА

В основу предлагаемой классификации песчаников положен признак его минерального состава, так как он, с одной стороны, наиболее полно отражает главнейшую черту происхождения породы — источник сноса и, с другой, позволяет по ряду особенностей состава судить об эволюции обломочного материала в зоне осадкообразования.

Треугольная диаграмма в минералогических полюсах делит все многообразие песчаников на 3 группы и на 11 типов (фиг. 6). Поле под номером 12 характеризует нетерригенный тип породы (кристаллотуфовые накопления) и потому в классификации песчаников не учитывается. Два дочерних треугольника (треугольник полевых шпатов для аркозовых и некоторых кварцевых пород и треугольник обломков пород — для граувакк) дополнительно разделяют типы песчаников на разновидности (см. фиг. 6 и табл. 2). Следует подчеркнуть, что все соотношения порообразующих компонентов в типах и разновидностях классификации даны на основании естественного обособления пород, возникающих за счет различного разрушения определенных комплексов материнских образований.

Предложенная классификация и соответствующая номенклатура, образуемая минимальным количеством широко распространенных терминов, детализированных минералогическими определениями, достаточно полно охватывает все многообразие минерального состава песчаников. Вместе с тем она предусматривает выделение и наименование пород, изученных с различной степенью детальности, что имеет значение не



Фиг. 6. Предлагаемая классификация песчаников

А — основная диаграмма:

1 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, Апшеронский п-ов; 2 — плиоценовые отложения, продуктивная толща, Кобыстан; 3 — верхнемеловые отложения, Вилуйская впадина; 4 — меловые отложения, Западное Приверхоянье; 5 — верхнеюрские отложения, Западное Приверхоянье; 6 — юрские отложения, Иркутский бассейн; 10 — нижнеюрские отложения, байльская свита, Западное Приверхоянье; 11 — верхнепермские отложения, печорская серия, Печорский бассейн; 12 — отложения татарского яруса, Оренбургское Приуралье; 13 — отложения казанского яруса, Оренбургское Приуралье; 14 — отложения кунгурского яруса, воркутинская серия, Печорский бассейн; 15 — нижнепермские отложения, Западное Верхоянье; 16 — верхнекарбоновые отложения, шаханская свита, Карагандинский бассейн; 17 — среднекарбоновые отложения, пачки песчаников, сложенных обломками кислых эффузивов, Карагандинский бассейн; 18 — среднекарбоновые отложения, пачки песчаников, сложенных обломками средних и основных эффузивов, Карагандинский бассейн; 19 — нижнекарбоновые отложения, тульский горизонт, Подмосковный бассейн; 20 — докембрийские отложения, сердобский комплекс, Пачелмский прогиб.

Классификационные поля диаграммы, кварцевая группа:

1 I — мономиктовые кварцевые песчаники; 2 I — кремнекlastито-кварцевые песчаники; 3 I — полевошпато-кварцевые песчаники; 4 I — мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозвая группа: 5 II — собственно аркозы; 6 II — граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7 III — кварцевые граувакки, 8 III — полевошпато-кварцевые граувакки; 9 III — собственно граувакки; 10 III — кварцево-полевошпатовые граувакки; 11 III — полевошпатовые граувакки; 12 — поле не собственно терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления).

Б, В — дочерние треугольники, детализирующие состав полюсов диаграммы (полевых шпатов и обломков пород):

Б — треугольник полевых шпатов. Стрелки — главное и второстепенное направления минералогического созревания полевошпатовой ассоциации;

В — треугольник обломков пород

только для быстрого, иногда полевого их определения, но может найти применение при общей типизации терригенного вещества, когда необходимо использовать широкий спектр объединяющих признаков пород в ранге группы (подгруппы) типа или разновидности.

Классификация песчаников по минеральному составу

Группа кварцевых песчаников (кварц 100—50%)		Группа аркоз (полевые шпаты 75—25%)		Группа гравуак (обломочные породы 100—25%)	
Мономиктовые кварцевые песчаники кварц >90% полевые шпаты <5% обломки пород <5%	Кремнекlastито-кварцевые песчаники кварц 95—65% обломки пород 25—5% полевые шпаты <10%	Собственно аркозы полевые шпаты 75—25% кварц 75—25% обломки пород <10%	Калишпатовые (преобладают К — полевые шпаты)		
			Кислоплагиоклазовые (преобладают кислые плагиокла- зы до 20 N)		
			Среднеплагиоклазовые (преобладают средние плагиоклазы выше 20 N)		
Олигомиктовые кварцевые песчаники (кварц 95—65%)	Полевошпато-кварцевые песчаники кварц 95—65% полевые шпаты 25—5% обломки пород <10%	Гравуакковые аркозы полевые шпаты 65—25% кварц 65—25% обломки пород 25—10%	Кварцевые гравуакки обломки пород 75—25% кварц 75—15% полевые шпаты <10%		
			Полевошпато-кварцевые гравуакки обломки пород 75—25% 10% ≤ % пол. шп. ≤ % кварца		
			Собственно гравуакки обломки пород 100—75% полевые шпаты 25—0% кварц 25—0%		
Мезомиктовые кварцевые песчаники кварц 80—50% полевые шпаты 25—10% обломки пород 25—10%	Калишпатовые Кислоплагиоклазовые (до 20 N)	Гравуакковые аркозы полевые шпаты 65—25% кварц 65—25% обломки пород 25—10%	Кварцево-полевошпатовые гравуакки обломки пород 75—25% 10% ≤ % кварца ≤ % пол. шп.		
			Полевошпатовые гравуакки обломки пород 75—25% полевые шпаты 75—15% кварц <10%		
			Порфиристо-базальтовые* (преобладают обл. основн. эффузивов)		
Типы	Разновид- ности	Типы	Разновид- ности	Типы	Разновид- ности
			Литокластовые (преобла- дают обл. осадочн. пород + филлиты)		
			Фельзит-порфировые* (преобладают обл. кислых эффузивов и интруз.)		

* Названия условные, могут быть заменены другими в соответствии с названием преобладающего типа обломков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(раскрытие генезиса песчаных пород)

Необходимым условием «генетически действенного» характера предложенной классификации песчаников является соответствующий подбор материала для его аналитического изучения. Он должен предусматривать отбор образцов из достаточно узких стратиграфических интервалов, не превышающих объема отдельных свит или подсвит с тем, чтобы не только устанавливать состав терригенного вещества, слагающего породы разреза, но и выявлять общую тенденцию его минералогического изменения, наблюдаемого в отдельные этапы (соответствующие формированию определенных свит) тектонического развития исследуемой области. Изучение разреза должно сочетаться с соответствующим отбором и исследованием образцов по площади распространения пород данной свиты или подсвиты. Причем в пределах каждой «точки» исследованной площади должны изучаться также не отдельные образцы, а их совокупность, образующая на треугольной диаграмме определенные минеральные поля. Необходимо иметь в виду, что только минералогические поля, образуемые совокупностью фигуративных точек состава песчаников, являются тем исходным элементом, который несет в себе достаточную информацию о генетических условиях формирования изученных пород.

Положение соответствующих минералогических полей на классификационной диаграмме вместе с данными из вспомогательных треугольников дают более или менее точные сведения:

1) о тектоническом режиме обстановки формирования («тектоно-полимиктовые» уровни);

2) о направленности и характере минералогического созревания пород и как следствие — особенности климатической обстановки формирования песчаников (завершенный или незавершенный тип созревания гумидного литогенеза, автохтонное или аллохтонное созревание аридного литогенеза);

3) о степени однородности пород в области питающих провинций и процессах седиментационного смешения материала (признак пересечения классификационных границ или соответствующей пространственной ориентировки минеральных полей);

4) и, наконец, о характере размывающихся пород в области источников сноса (положение минералогических полей на классификационной диаграмме в совокупности с данными из вспомогательных треугольников).

Суммирование и обобщение перечисленных генетических особенностей песчаных пород (изученных как в разрезе, так и на площади) приводит к более или менее полному раскрытию условий их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бровков Г. Н., Могилев А. Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу. — Литология и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 3.
- Копорулин В. И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи Центральной части Иркутского бассейна. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 160, 1966.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. — Учен. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, 1962, вып. 12, № 310.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, Т. 1—3 М. Изд. АН СССР, 1962.
- Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной части Ангаро-Чулымского прогиба. — Литология и полезн. ископ., 1964, № 2.

- Шутов В. Д. Значение обломочных полевых шпатов для палеогеографии по терригенным компонентам.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Шутов В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Crook Keith A. W. Petrology of Parry Group, Upper Devonian-Zower Carboniferous, Tamworth-Nundle District, New South Wales.— J. Sediment. Petrol., v. 30, № 4, 1960.
- Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Petrographic and Lithological attributes of sandstones.— J. Geol., v. 61, p. 291—317, 1953.
- Gilbert C. M. Sedimentary rocks p. 251—384.— In Williams, Turnen and Gillert Petrography: San Francisco W. H. Freeman and Co, 1954.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.— J. Geol., v. 62, p. 344—359, 1954.
- Hubert J. F. Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado, Colo School Mines Quart., v. 55, № 11, 1960.
- Klein G. de V. Analysis and Review of Sandstone Classifications in the North American Geological Literature, 1940—1960.— Bull. Geol. Soc. America, c. 74, № 5, 1963.
- Krynine P. D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.— J. Geol. v. 56, p. 130—165, 1948.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. Stratigraphy and Sedimentation. San-Francisco, 1953.
- Pettipohn F. J. Classification of sandstones.— J. Geol., v. 62, p. 360—365, 1954.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
23.V.1967

УДК 552.523 (477.6)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Г. В. КАРПОВА, А. Е. ЛУКИН

Вещественный состав пород карбона Днепровско-Донецкой впадины и закономерности его формирования изучены далеко недостаточно. Это относится в первую очередь к глинистым минералам, которые формируют глинистые породы, цементы песчаников и алевролитов, нерастворимые остатки карбонатных пород.

Главная задача предпринятого изучения глинистых минералов каменноугольных отложений заключалась в выявлении основных факторов, контролирующих их распределение в разрезе. Это, в свою очередь, необходимо для использования ассоциаций глинистых минералов в целях стратиграфической корреляции, характеристики коллекторских свойств и их изменения с глубиной, определения состава глинистых фракций продуктивных отложений и ряда других вопросов.

Согласно современным представлениям, Днепровско-Донецкая впадина является частью прогиба Большого Донбасса, образовавшегося в теле Русской платформы в среднем девоне на одном из участков ее максимального прогибания вдоль системы крупных региональных разломов (История геологического развития Русской платформы и ее обрамления, 1964).

Единство процесса осадконакопления в каменноугольном периоде от Чернигова на северо-западе до Котельникова на юго-востоке доказывается возможностью применения единой стратиграфической схемы, близостью литолого-фациального состава и строения каменноугольных отложений, сходством их формационного расчленения. Вместе с тем, по мере движения от Донбасса к северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, в разрезах карбона наблюдаются закономерные изменения, которые выражаются: 1) в сокращении мощностей и появлении некоторых стратиграфических перерывов; 2) в отсутствии в пределах северо-западной части впадины (к С-3 от линии Ромны—Исачки) карбонатной формации ($C_{1t}-C_{1v}$) и появлении там в основании разреза карбона платформенной формации гумидных равнин (бокситоносной); 3) в понижении стратиграфической границы между красноцветными и угленосными отложениями (Лукин, 1966). Латеральные изменения и эволюция тектонического режима и климата обусловили образование каменноугольного формационного ряда Днепровско-Донецкой впадины, члены которого сменяют друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях (табл. 1).

Отбор образцов осуществлялся из наиболее полных разрезов формаций, степень изменения вещества которых находится на стадии начального катагенеза, причем, как правило, сравнивались разрезы с близкими глубинами залегания. Исключение представляют некоторые разре-

зы центрального грабена и северной прибортовой части впадины, которые использованы для характеристики изменения глинистых минералов с глубиной (табл. 2). Описание ассоциаций глинистых минералов в стратиграфическом разрезе дано по выделенным формациям с учетом различного характера процесса глинообразования в глинистых и в проливаемых алевро-песчаных породах.

Минеральные ассоциации представляют собой совместное нахождение минералов одновременного или последовательного генезиса. Минеральные ассоциации трансформированных и аутигенных минералов можно считать парагенетическими.

1. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В табл. 3 и на фиг. 1 охарактеризованы основные минеральные ассоциации изученных глин.

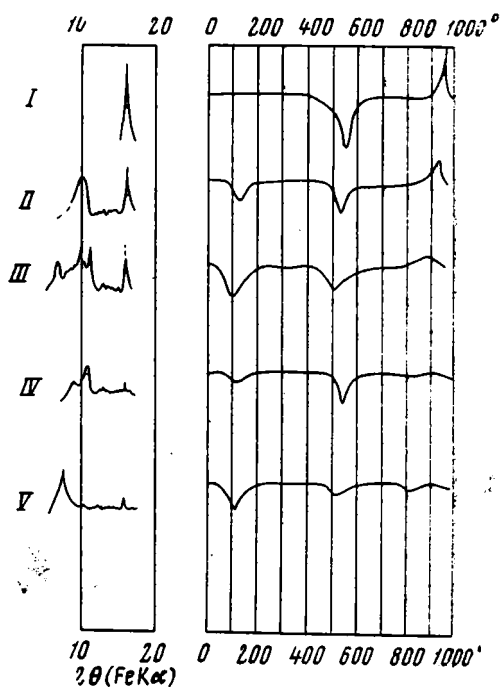
I ассоциация — каолинитовая — встречается только в сухарных глинах нижнего визе северо-западной части впадины (фиг. 1, 2). Главным минералом является триклинный каолинит, хорошо окристаллизованный, но с некоторой неупорядоченностью по оси *b*. Может не наблюдаться расщепление дуплета ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) и ($1\bar{1}\bar{1}$), а иногда исчезать линия $13\bar{1}$ (2,52—2,53). В случае еще большей неупорядоченности линии 020 и $1\bar{1}\bar{1}$ образуют широкую полосу с максимумом 4,33 Å, исчезает триплетная линия $13\bar{1}$ (2,33—2,34) рефлекссы $20\bar{3}$ (1,989) и $20\bar{4}$ (1,654) становятся диффузными.

Кроме каолинита присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда, смешаннослойные фазы диоктаэдрического типа (гидрослюда — монтмориллонит) и гидраргиллит, который легко устанавливается термическим анализом и качественной ализариновой реакцией. Примеси гидрослюдистых фаз не превышают 10%. Смешаннослойные фазы 10,3—11,4 Å легко стабилизируются после нагревания (1 час при 600°), а в прогретом образце отчетливы линии, принадлежащие политу типу $2M_1$ (3,20; 2,84 Å).

В сухарных глинах Днепровско-Донецкой впадины не удалось установить структурных сростков типа каолинит — гидрослюда (монтмориллонит), в отличие от Подмосковского бассейна (Викулова, 1964).

Вероятно, области водосбора (гранитоидные и древние осадочные породы) поставляли не только каолинитовый, но и гидрослюдистый материал. Кислые обстановки способствовали трансформации каолинита в той или иной степени и могли не оказывать существенного действия на обломочную гидрослуду.

II — гидрослюдисто-каолинитовая ассоциация — связана с озерно-пойменными и болотными отложениями, которые представлены фация-



Фиг. 1. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания основных минеральных ассоциаций в глинистых породах

Сравнительная характеристика каменноугольных сложений

Северо-западная часть						
Породы	Фации	Породы водосборов	Климат	Тектонический режим	Мощность, м	Формации
1. Песчаники (алевролиты) олигомиктовые, мезомиктовые 2. Глины красноцветные, Сорг 0,1% 3. Доломиты, доломитизированные известняки, конкреционные известняки	Континентальные: аллювиально-наземно-дельтовые, почвы—подпочвы полуаридного выветривания, наземных отложений сухих равнин Переходные: подводно-дельтовые, лагунно-заливные, периодически пересыхающих водоемов	Осадочные, кристаллические и локально-эффузивные (северная прибортовая зона, область Черниговского выступа)	Полуаридный муссонного типа	Переходный (промежуточный между платформенным и переходным)	200—650	Красноцветная
1. Песчаники (алевролиты) олигомиктовые, мезомиктовые 2. Глины светло-серые, зеленые Сорг 0,1—0,8% 3. Известняки микрозернистые, зернисто-детритусовые, конкреционные, доломитизированные, доломиты 4. Угли, углистые глины (пропластки)	Континентальные: аллювиально-наземно-дельтовые, болотные Переходные: подводно-дельтовые, озерно-лагунные, лагунно-заливные Морские (С ₂ В)	Осадочные, метаморфические, кристаллические и локально-эффузивные породы (северная прибортовая зона, область Черниговского выступа)	Гумидный с признаками аридизации	Переходный (промежуточный между платформенным и переходным)	150—750	Угленосно-красноцветная
1. Песчаники (алевролиты) олигомиктовые 2. Глины серые и темно-серые с карбонатными конкрециями Сорг=1—2% 3. Известняки зернисто-детритусовые и биоморфные 4. Угли и углистые глины (пропластки)	Континентальные: аллювиально-дельтовые, болотные Переходные: лагунные, заливные, приморских озер Морские	Осадочные (кремнистые и др.), метаморфические породы	Гумидный	Переходный, близкий к платформенному	170—900	Угленосная
1. Песчаники мономинеральные (кварцевые) 2. Глины сухарные	Континентальные: русловые, озерно-болотные	Кристаллические (гнейсы, гранитоиды и пр.), осадочные (?)	Гумидный	Платформенный	100	Платформенная гумидной равнины (букситосная)

ми почвы («кучерявички») и подпочвы угольных прослоев в отложениях угленосной и угленосно-красноцветной формаций и фацией почвы и подпочвы полуаридного выветривания — в красноцветных отложениях.

Каолинита обычно больше, чем гидрослюда (50—80%), причем он относится к триклинной разновидности и достаточно хорошо окристаллизован. Гидрослюда высокой степени гидратации. Постоянно присутствует примесь сильно разбухающих фаз (до 16 Å), количество которых увеличивается в пестроцветных отложениях.

В некоторых образцах из угленосно-пестроцветных формаций отмечена примесь гидрагиллита, что свидетельствует о большей интенсивности почвенного выветривания по сравнению с фациальными гомологами из угленосной формации (Keller, 1964). Возможно, это связано с общим регрессивным характером угленосно-красноцветной формации и более низким залеганием зеркала грунтовых вод при формировании этих фациальных типов по сравнению с типично субаквальными болотными отложениями угленосной формации.

Возникновение гидрослюдисто-каолинитовой ассоциации связано с близкими фациальными обстановками в различных климатических условиях.

Днепроовско-Донецкой впадины

Возраст	Юго-восточная часть						
	Формации	Мощность, м	Тектонический режим	Климат	Породы водосбора	Фации	Породы
C ₃ +P ₁ C ₃	P ₁ Красноцветная	500—2500	Переходный (промежуточный между переходным и платформенным)	Полуаридный муссонного типа	Осадочные, кристаллические, эффузивные	Континентальные: аллювиальные; сухих равнин; почвы, подпочвы лолуаридного выветривания Переходные: речных выносов и баров, лагунно-заливные Морские	Песчаники (алевролиты) олигомиктовые, мезомиктовые, полимиктовые. Глины красноцветные, пестроцветные Сорг ~0.1—1% Известняки обломочные Доломиты, доломитизированные известняки
	Угленосно-красноцветная			Признаки аридизации			
C _{2m}	Угленосная (верхняя часть)	500—1500	Переходный	Гумидный	Осадочные и метаморфические, кристаллические, эффузивные	Континентальные: русловые, озерные, болотные Переходные: песчаных выносов, баров, кос, пересыпей; лагунные; заливные; приморских озер Морские	Песчаники (алевролиты) мезомиктовые, полимиктовые. Глины темно-серые и серые с карбонатными конкрециями Сорг ~1—2% Известняки зернисто-детритусовые, биоморфные. Угли
C _{2b}		900—1700					
C _{1n}	Угленосная (нижняя часть)	200—600	Переходный, близкий к платформенному	Гумидный	Осадочные (кремнистые и др.) метаморфические породы	Континентальные: аллювиальные, болотные Переходные: подводно-дельтовые, баров, кос, пересыпей, лагунные, заливные приморских озер Морские	Песчаники (алевролиты) олигомиктовые Глины темно-серые и серые с карбонатными конкрециями Сорг ~1.5—2% Известняки зернисто-детритусовые, биоморфные. Доломиты. Угли
C _{1v2}		300—1200					
C _{1v1}							
D C _{1t}	Платформенная карбонатная	~100	Платформенный	Гумидный		Морские, лагунные	Известняки зернисто-детритусовые, биоморфные. Доломиты

II — каолинито-гидрослюдистая ассоциация — является наиболее распространенной как в угленосных, так и в угленосно-пестроцветных отложениях. Причем, как правило, она приурочена к отложениям бассейновых фаций. Главной компонентой является гидратированная диоктаэдрическая гидрослюда (60—90%, фиг. 3). Степень ее гидратации определяется, вероятно, не только привносом различного материала из коры выветривания, но и возможностью постседиментационной переработки гидрослюдистого материала почти до монтмориллонита (16,8 Å с гликолем; Коссовская, Шутов и др., 1964). В некоторых глинах морского генезиса (C_{1v2}, C_{1n}) устанавливаются омеси политипов 2M₁+1M, а на электронномикроскопических снимках наряду с изометрическими чешуйками наблюдаются удлиненные пластинчатые частицы. Каолинит присутствует в виде постоянной, но незначительной примеси (10—20%), поэтому структурная характеристика его затруднена.

Во *II* и в *III* ассоциациях встречается дополнительная примесь триоктаэдрического хлорита (7 или 14 Å), связанная с глинами континентальных или лагунных пачек, обогащенных вулканогенным материалом (C₂⁶ C₃³) основного типа.

Глубины залегания каменноугольных отложений (м)

Северо-западная часть			Возраст	Юго-восточная часть		
север, Максаки и др.	центральный грабен, Гнединцы, М. Девица, Ле- ляки, Глинск и др.	юг, Журавка, При- луки, Видель- цы и др.		север, Голубовка, Харьков, Шевченко и др.	центральный грабен, Шебелинка	юг, Мечбиловка, Левенцовка и др.
1338—1941	1798—2302	1089—1108	C ₃	600—1400	1600—2300	—
1403—1426	2300—2603	1416—1420	C _{2m}	1000—2000	2000—4500	150—600
	2679—2687	1565—1848	C _{2b}	1318—2204		631—1310
	2709—1806	1760—2022	C _{1п}	2292—2481		845—1163
	3031—3113	1843—2150	C _{1v2}	2727—2800		1404—1416
		2001—2421	C _{1v1}	2900—2991—3300		2254—2258

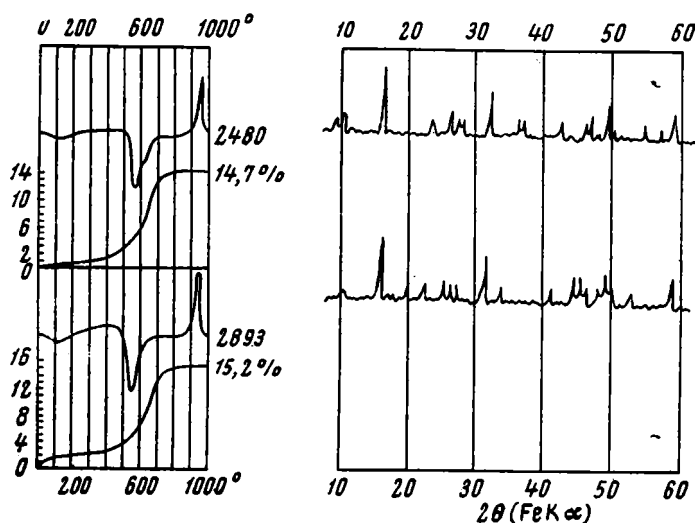
Таблица 3

Минеральные ассоциации глин

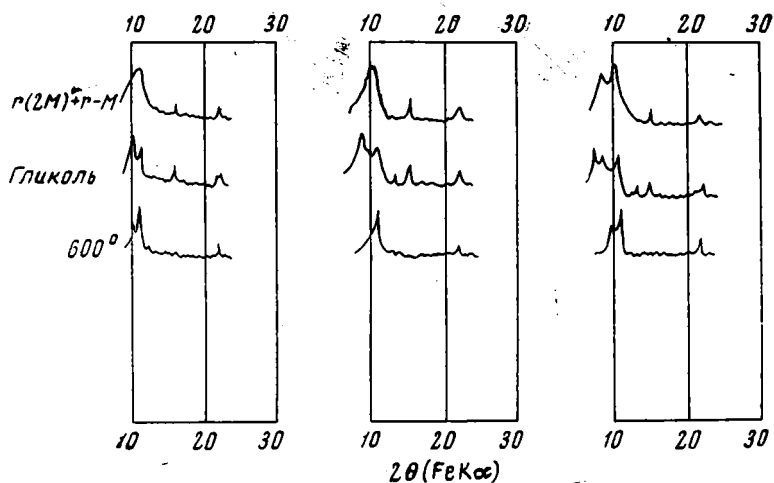
	Фация	Формация	Ассо- циация	Глинистые минералы	Содержание (%) *		
					каолинит	гидро- слюда	монт- морил- лонит
Континентальные	Феррисилит- ных озер и болот	Гумидной равнины (бокситоносная)	I	Каолинит, не упо- рядоченный по оси <i>b</i> Гидраргиллит Гидрослюда 10А Г—М 10,4—11,4А	90—100	0—10	0—10
	Торфяных бо- лот (почва и под- почва углей, уг- листо-глинистые отложения) Озерно-пой- менных отложе- ний	Угленосная и угленосно- красноцветная	II	Каолинит Г—М 10,4—11,8— 12,7 А Гидроаргиллит (угле- носно-пестроцветная) Fe-хлорит	50—80	10—40	10—30
	Почвы и под- почвы полуарид- ного выветрива- ния	Красноцвет- ная		Г—М 10,3—12,7 А (с гликолем до 16А) Каолинит	30—50	50—70	10—30
Бассейновые	Приморских озер и застой- ных водоемов Опресненных лагул (с Anthra- cosidae, Estheria) Заливно-мор- ских и морских отложений	Угленосная и угленосно-крас- ноцветная	III	Гидрослюды 2M ₁ + + 1M (10А) Г—М 10,3—11,3— —12,9 А) (с гликолем до 16А) Каолинит Fe-хлорит (?)	10—30	60—90	10—40
	Опресненных лагул и заливов	Угленосно- красноцветная (C _{2b})	IV	Гидрослюда 1M Монтмориллонит (редко) Г—М 10,4—12,3А Каолинит	0—10	10—90	10—90
	Лагул, заливов и пересыхающих мелководных во- доемов	Красноцвет- ная	V	Монтмориллонит Г—М 10,3—11А Гётит, каолинит, гид- рослюды триоктаэдри- ческие	0—10	10—40	60—90

* Содержание оценивалось при сравнении интегральных интенсивностей рефлексов 001 на дифрактограммах. К гидрослуде относились смешаннослойные фазы до 11А, к монтмориллониту — смешаннослойные фазы 11—14А.

IV — монтмориллонито-гидрослюдистая ассоциация — связана с развитием аутигенной глауконитоподобной гидрослюды (1M и 1Md) с существенной примесью разбухающих фаз типа Г—М и монтмориллонита. Этот парагенез характерен для серо-зеленых глин с известковыми



Фиг. 2. Кривые нагревания, потери веса и дифрактограммы сухих глин (C_{1V1})

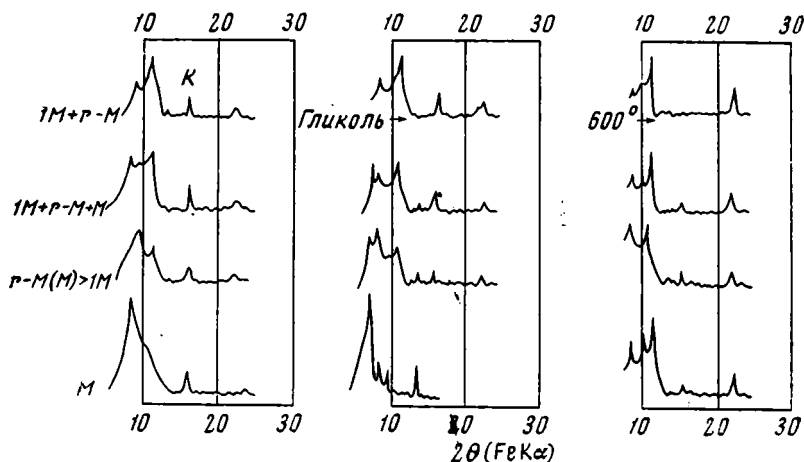


Фиг. 3. Элементы дифрактограмм фракций менее 0,001 мм бассейновых глин

стяжениями и рассеянными карбонатами нижнебашкирского возраста. Для этих глин характерны крупные (несколько миллиметров) пластинчатые образования глауконитоподобного минерала, плеохроирующего в зелено-коричневых тонах с двупреломлением $\sim 0,030$. Кальцит-монтмориллонитовые образцы единичны и не выделены в отдельный парагенез. По их распространению в разрезе и по площади можно предположить постепенный переход от гидрослюдистых образцов с интен-

сивным гидрослюдистым аутигенезом к мономинеральным монтмориллонитовым образованиям (фиг. 4). Эти глины формировались в условиях обрешенных лагун прибрежных частей нижнебашкирского бассейна седиментации.

В ассоциация связана с преобладанием монтмориллонита, т. е. разбухающего диоктаэдрического минерала 14→17 Å. Обязательной, хотя и



Фиг. 4. Элементы дифрактограмм фракций менее 0,001 мм зеленых (озерно-лагунных) глин C_{2b}

незначительной примесью является гётит, смешаннослойные фазы типа гидрослюда — монтмориллонит и реликты триоктаэдрических фаз гидробиотит-вермикулитового типа, что, вероятно, связано с привнесом в осадок стадийных продуктов выветривания. Эта ассоциация характерна для глин красноцветной формации.

Таким образом, для глинистых пород карбона в начальном катагенезе характерно продолжение диагенетических процессов, интенсивность которых большей частью невелика. Основная роль в формировании ассоциаций глинистых пород (за исключением *III* и *IV*) принадлежит продуктам денудации, состав которых определяется типом кор выветривания областей водосбора.

2. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕМЕНТОВ АЛЕВРО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Цементы проницаемых алевро-песчаных пород (на стадии начального катагенеза) являются уже результатами весьма интенсивного аутигенного глинообразования и характеризуются по сравнению с глинистыми породами следующими особенностями: 1) большей степенью совершенства кристаллов; 2) отчетливой связью с обломочным алевро-песчаным материалом.

Выделено шесть основных ассоциаций, объединяющих все вариации состава цементов различных минерального-петрографических и фациальных типов пород (табл. 4, фиг. 5).

Ассоциация *Ia* — каолинитовая — объединяет все цементы, характеризующиеся преобладанием каолинита. Каолинит совершенный, триклинный, без примесей гидратированных фаз, явно синтетического генезиса. В некоторых случаях (C_{1v1} , C_2^5) с признаками моноклинности. Он обычно выполняет поры, а также корродирует обломочные зерна и участки цемента минерального состава. Более поздним по времени образования в цементах каменноугольных пород является кальцит.

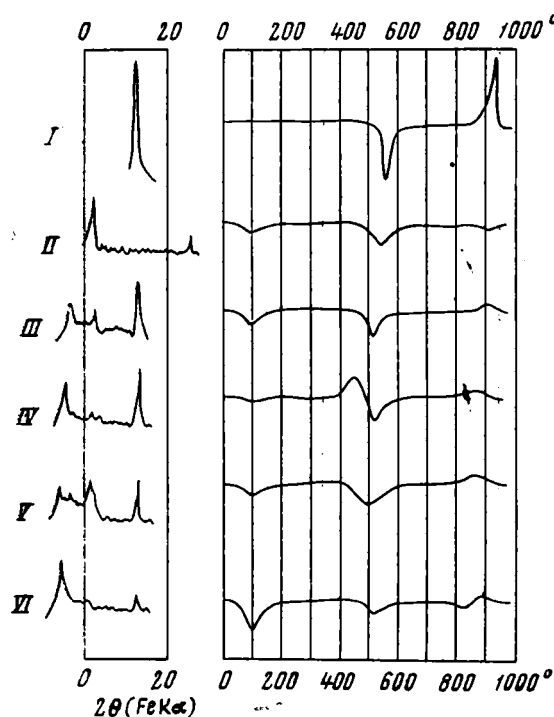
Минеральные ассоциации цемента

Минеральный тип	Фациальный тип	Формация	Ассоциация	Глинистые минералы
Кварцевые	Русловый (?)	Гумидной равнины	Ia	Каолинит Каолинит, примесь (10—20%) гидрослюда, хлорита, смешанно-слоистых фаз
Слюдисто-кварцевый, полевошпат-кварцевый, аркозовый, граувакко-аркозовый	Русловый Дельтовый Лагунно-заливного мелководья Морского мелководья	Угленосная, угленосно-красноцветная	IIa IIIa	Гидрослюда 1M (70—90%) Гидрослюда 1M + +2M ₁ (70—90%), примесь хлорита, каолинита, монтмориллонита, смешанно-слоистых фаз
Граувакковый, аркозо-граувакковый, кварц-граувакковый	Русловый, дельтовый		IVa Va	Fe-хлорит (70—90%). Fe-хлорит (50—70%), примесь монтмориллонита, смешанно-слоистых фаз, гидрослюда, каолинита
Слюдисто-кварцевый граувакко-кварцевый, полевошпат-кварцевый	Русловый, дельтовый, заливно-лагунного мелководья	Красноцветная	VIa	Монтмориллонит (60—90%) примесь гидрослюда, хлорита, смешанно-слоистых фаз, каолинита

Мономинеральный каолиновый цемент типичен для континентальных кварцевых песчаников нижнего визе северо-запада впадины, ассоциирующих с сухарными глинами, а также для угленосных отложений нижнего визе всей впадины. Существенно каолиновый цемент (с незначительной примесью гидрослюда, смешанно-слоистых фаз, иногда хлорита) часто встречается в песчаниках (алевролитах) угленосной и угленосно-красноцветной формаций. Для пород красноцветной формации он не характерен.

Развитие каолинового цемента в песчаниках формации гумидных равнин (C₁V₁), так же как и его отсутствие в породах красноцветной формации, легко объяснимо типом кор выветривания пород водосбора. Менее ясен генезис существенно каолинового цемента в породах угленосной и угленосно-красноцветной формаций. Хотя для цемента аллювиально-дельтовых песчаников этот парагенез более характерен, чем для песчаников (алевролитов) заливно-лагунного и морского генезиса, четкий фациальный контроль его распределения в угленосных и угленосно-пестроцветных отложениях все же отсутствует. Очевидным является то, что генезис каолинита связан с синтезом из кислых богатых SiO₂ и Al₂O₃ растворов, в силу чего его концентрации приурочены к проницаемым зернистым породам. Однако источник и время появления этих кислых вод в обычной щелочной среде катагенеза не совсем ясны. Их появление в алевро-песчаных породах связывают с выжиманием из вмещающих глин (Страхов, 1960; Carrigy, Mellon, 1964). Однако в таком случае не всегда можно объяснить особенность распределения каолинового цемента. Так, в ряде случаев он отсутствует, несмотря на то, что песчаники (алевролиты) ассоциируют в разрезе с лагунно-заливными, озерными и болотными глинами, формировавшимися в опресненных водоемах и богатыми органическим ве-

ществом. Кроме того, непонятно, почему в породах угленосно-пестроцветной формации, глины которой содержат пониженные количества органического вещества, каолинистый цемент распространен не менее, чем в породах угленосной формации. Нам представляется вероятным формирование этих поровых растворов не только за счет «покисления» вод в связи с генерацией CO_2 органическим веществом в глинах континентальных фаций, но и за счет внутрипластового выветривания обломочного материала алевро-песчаных пород, причем наиболее богатным источником SiO_2 и Al_2O_3 , вероятно, являются не полевые шпаты, а железистые слюды. Геохимия этого процесса в водоносных горизонтах в последнее время изучалась А. И. Перельманом (1965). Агентами выветривания являются слабоминерализованные кислородсодержащие углекислые инфильтрационные воды. Их проникновению в проницаемые породы в данном случае способствовали частые чередования континентальных и бассейновых условий, характерные для режима формирования паралитических толщ. Именно этим объясняется большее распространение каолинистого цемента в породах угленосно-пестроцветной формации, которая носит регрессивный характер.



Фиг. 5. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания основных минеральных ассоциаций в цементных песчаниках

мономинеральные фракции этого поли типа были получены из цементов аркозовых и слюдисто-кварцевых песчаников (алевролитов) с разрушенным биотитом. При диоктаэдрическом характере и обычно удлиненно-призматическом габитусе эта гидрослюда неоднозначна по составу. Можно утверждать, что наряду с глауконитовыми разностями ($\text{Mg}-\text{Fe}-\text{Al}$ гидрослюды) встречаются Al -диоктаэдрические гидрослюды, генезис которых совсем не связан с фациальным типом породы (Карпова, 1965, 2). Это не противоречит известным фактам о переменном составе так называемого глауконита, тем более теперь вопрос о его номенклатуре должен решаться на основе структурных данных и вполне возможно, что после нового фактического материала термин «глауконит» будет использоваться только в групповом смысле, как в последнее время произошло с иллитом.

В каменноугольных отложениях уменьшение «триоктаэдричности» аутигенной гидрослюды поли типа $1M$ устанавливается в направлении глина → песчаник, а в проницаемых зернистых породах — сгустки и локальные выделения → порово-базальный цемент, что заставляет предполагать потерю магния гидрослюдой при процессах постседиментационного перераспределения вещества.

Пл — гидрослюдистая — с преимущественным развитием аутигенной диоктаэдрической гидрослюды поли типа $1M(1Md)$. Практически

Пл — гидрослюдистая — с преимущественным развитием аутигенной диоктаэдрической гидрослюды поли типа $1M(1Md)$. Практически

IIIa — полиминеральная с аутигенной гидрослюдой. Эта ассоциация характерна для большей части каменноугольных алевро-песчаных пород и представляет собой смесь гидрослюдистых политипов $2M_1$ и $1M$, смешаннослойных фаз диоктаэдрической природы, каолинита и монтмориллонита. В том случае, когда количества хорошо окристаллизованного политипа $1M$ ничтожны, установление характера политипа затруднено, но аутигенность образования доказывается соотношениями минералов в цементе при изучении шлифов. В случае алевроитовых и мелкозернистых песчаников в цементе обычно увеличивается примесь тонкодисперсной гидрослюды обломочного генезиса (политип $2M_1$).

IVa — хлоритовая. Мономинеральный хлоритовый цемент описан только для полимиктовых пород свит C_2^5 и C_3^3 юго-восточной части впадины (Карпова, 1965_{1,2}; Карпова и Шевякова, 1965). Он генетически связан с разрушением эффузивов основного состава, но образуется явно синтетическим путем при обогащении поровых растворов магнием и железом.

Va — хлоритовая с различными примесями. Цемент характерен для пород, содержащих примесь основного эффузивного материала, которые в отличие от истинных граувакк нередко встречаются в карбоне, причем не только в юго-восточной части, но и на северо-западе впадины в северной прибортовой части (В. Загоровка, C_2m — C_2b и др.) и вблизи от Черниговского выступа (Видельцы, C_2m — C_2b и др.). Цементы таких пород характеризуются сложностью состава, причем, очевидно, условия образования составляющих минералов и пределы их устойчивости очень близки (хлорит Fe—Mg, монтмориллонит Fe—Mg—Al, гидрослюда Fe—Mg—Al, смешаннослойные фазы). Обычно наблюдаются переходы в крустификационном и порово-базальном цементе от хлорита к гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованиям.

Vla — монтмориллонитовая. Монтмориллонит диоктаэдрический с незначительными примесями гидрослюды, смешаннослойных фаз, а также иногда каолинита. Эта ассоциация характерна для пород красной и угленосно-красноцветной формаций. По структурным качествам монтмориллонит диоктаэдрический, в основном Fe—Al с незначительным количеством Mg. Он, очевидно, связан с трансформацией (гидратацией) смешаннослойных фаз и гидрослюды и с трансформацией (перекристаллизацией) терригенного монтмориллонита (из полуаридных кор выветривания) в условиях начального катагенеза. Однако не исключено, что он связан в значительной мере с синтезом из поровых растворов, обогащенных железом, глиноземом и др. за счет изменения Fe-слюд и эффузивного материала. В этом случае тяготеет к парагенезу с хлоритом (*Va*).

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ В РАЗРЕЗЕ КАРБОНА (ДЛЯ СТАДИИ НАЧАЛЬНОГО КАТАГЕНЕЗА)

Анализ распределения глинистых минералов в разрезе позволяет установить, что оно подчиняется формационному контролю (см. табл. 3, 4). Можно выделить три основных типа ассоциаций глинистых минералов.

Первый тип ассоциаций (*I* и *Ia*; платформенная формация гумидной равнины) характеризуется массовым развитием каолинита. Для второго типа ассоциаций (*II*, *IV* и *Ia* — *IIIa*, а также *IV* и *Va*, угленосная и угленосно-пестроцветная формации) характерно резкое снижение его содержания в глинистых породах, но довольно широкое распространение в алевро-песчаных породах.

III тип ассоциаций (*V* и *Vla*, а также *IVa* и *Va*; красноцветная формация) характеризуется почти полным отсутствием каолинита и в глинистых, и в алевро-песчаных породах.

Формационный контроль распределения глинистых минералов осуществляется прежде всего посредством изменения типа кор выветривания областей водосбора — вещественного состава продуктов денудации, что связано с коренными изменениями в системе климат — геотектонический режим. Граница между первым и вторым типами ассоциаций связана с региональным резким изменением тектонического режима на территории Большого Донбасса в нижневизейское время. Граница между II и III типами ассоциаций обусловлена, главным образом, изменением климата в конце московского века — верхнем карбоне от гумидного до полуаридного муссонного типа в результате постепенной аридизации.

Процессы диагенеза, влияющие на формирование парагенезов в глинистых породах, подчинены формационному контролю.

Процессы начального катагенеза, играющие большую роль в формировании парагенезов глинистых цементах алевро-песчаных пород, также в большой мере подчинены формационному контролю.

4. ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ С ГЛУБИНОЙ

Подавляющее большинство структурных и разведочных скважин Днепровско-Донецкой впадины вскрывает каменноугольные отложения на глубинах от 800—1000 м ($t^\circ=30-40^\circ$) до 2000 м ($t^\circ=40-50^\circ$). Степень уплотнения глинистых пород на этих глубинах колеблется от уплотненных глин до аргиллитоподобных. Степень углефикации — от бурых (северо-западная часть впадины, глубины менее 1500 м) до длиннопламенных (северо-запад, глубина более 1500 м, остальная часть впадины). Сопоставление одних и тех же отложений, расположенных на различных глубинах, показывает, что никаких существенных изменений глинистого вещества в этом диапазоне глубин не происходит.

Для изучения процессов преобразования глинистого вещества с глубиной удалось использовать материал единичных скважин — Шебелинка, скв. 200 (забой 4490 м); Харьков, скв. 1 (забой 3388 м); Шевченко-Близнецы, скв. 304 (забой 4200 м); С. Голубовка, скв. 10 (забой 3051 м); Гнединцы, скв. 6 (забой 3475 м) — и сопоставить разрезы московского, башкирского и визейского ярусов.

Заметные изменения глинистого вещества в опущенных структурах начинаются с глубин 3000—3500 м и совпадают с переходом глинистых пород в аргиллиты (с общей пористостью $<5\%$), а газовых углей — в жирные. Они протекают медленно, постепенно и сводятся к следующему:

1. В цементах полимиктовых пород (свита C_2^2) устойчивый хлорит с большей степенью магнезиальности, принадлежащий политутипу IIb, $\beta=97^\circ$, замещает хлорит политутипа Ib, $\beta=90^\circ$. Уменьшение железистости хлоритов происходит одновременно с упорядочиванием хлоритовой структуры и с появлением гематитовых новообразований.

2. На глубинах 3000—3500 м резко уменьшается количество разбухающих смешаннослойных фаз, причем раньше всего исчезает монтмориллонит, а затем — смешаннослойные фазы диоктаэдрической природы. Смешаннослойные фазы триоктаэдрического типа («подвижные хлориты») устойчивы и на глубинах более 4000 м.

3. Происходит некоторая мусковитизация гидрослюда, что проявляется в повышении ее термоустойчивости (появление дополнительного эндотермического эффекта в области 800°), но аутигенная гидрослюда призматического габитуса принадлежит еще политутипу IM.

4. Каолинит глинистых пород (болотные отложения) теряет адсорбционную воду, приобретает свойства упорядоченного триклинного каолинита. Каолинит песчаников проявляет устойчивость и также сохраняется в условиях больших глубин (4500 м). По последним данным, температура на этой глубине (скв. 200, Шебелинка) равна 145° .

5. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НЕФТЕНОСНЫХ СТРУКТУР

Глинообразованию в нефтесодержащих пачках придается сейчас большое значение, так как степень перекристаллизации глинистого вещества и его качественный состав пытаются использовать для решения многих практических вопросов (изменение коллекторских свойств продуктивных пород, определение времени прихода битумов в коллекторы и т. д.) (Füchtbauer Goldschmidt, 1963; Millot, 1964). В этом направлении очень интересны работы Кульбицкого и Милло (Kulbicki, Millot, 1961), в которых описаны кембро-ордовичские нефтесодержащие терригенные породы Сахары с каолинитом в цементе продуктивных пачек. По мнению этих авторов, обычная эволюция глинистых минералов в мощных осадочных толщах по схеме обломочная слюда (гидрослюда) → каолинит → вторичная гидрослюда (иллит) — задерживается в битумосодержащих породах, так как в них не могут проникнуть щелочные растворы, которые могли бы привести к категенетической гидрослюдазации каолинита.

Однако каолинит и так устойчив на значительных глубинах, поэтому вряд ли можно объяснить его повышенное содержание в продуктивных породах только тормозящей ролью битумов.

Нами были изучены продуктивные отложения нескольких нефтеносных структур впадины, приуроченные: 1) к угленосной формации (C_{1v} — C_{1n} Прилукского месторождения; C_{1v} Левенцовской структуры); 2) к верхам красноцветной формации ($C_3 + P_1$ Гнединцевского, Лебяковского и Глинско-Розбышевского нефтяных м-ний). Для нефтеносных пород первой группы никаких существенных отличий в составе глинистых минералов, по сравнению с непродуктивными отложениями, не наблюдается.

Продуктивные отложения второй группы месторождений характеризуются признаками интенсивных вторичных процессов, что выражается, прежде всего, в сильной пиритизации пород, наличии восстановленных осветленных («оглеенных», по А. И. Перельману) зон; это связано с процессами анаэробного окисления нефти и восстановления сульфатов пластовых вод и окисно-железистых минералов пород сульфатредуцирующими бактериями (Лукин, Трухан, 1966). Для нефтеносных пород обычен триклинный совершенный каолинит, образующий поровый цемент. В шлифах оглеенных глин часто наблюдаются крупные червеобразные выделения каолинита, вероятно, псевдоморфозы по биотиту. Вообще же каолинит для отложений красноцветной формации не характерен. Следовательно, можно сделать вывод, что каолинизация в продуктивных отложениях карбона Днепровско-Донецкой впадины связана не с тормозящей ролью битумов, а с процессами анаэробного окисления нефти, которые протекали при гидрогеологическом раскрытии нефтеносных структур во время фаз их тектонического воздымания. Каолинит образуется из появляющихся при этом кислых, обогащенных SiO_2 и Al_2O_3 за счет процессов оглеения вод.

Изменение состава глинистых минералов в битумосодержащих пачках красноцветной формации не ограничивается только развитием каолинита. Так, в цементе полимиктовых и мезомиктовых песчаников Глинско-Розбышевского месторождения (скв. 36-р, гл. 2115 м) наблюдается развитие магнезиального 14 Å хлорита весьма совершенной структуры и отсутствие каолинита и монтмориллонита. Его образование, вероятно, связано с резко восстановительной обстановкой в этой продуктивной пачке.

Таким образом, процессы глинообразования в продуктивных каменноугольных отложениях по существу относятся к процессам гипергенеза, связанным с фазами роста нефтеносных структур, поскольку они сопряжены с анаэробным окислением битумов.

6. ПРОЧИЕ ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА НА СТРУКТУРНЫХ ПОДНЯТИЯХ

Из других процессов гипергенеза, связанных с тектоническим воздыманием локальных структур, интерес представляют процессы кислородного выветривания. Они характерны для некоторых структур с интенсивной соляной тектоникой. Так, на сероцветных породах нижнего карбона Радченковского поднятия, которое находится между двумя соляными штоками (Баранов, 1965), развита предверхнепермская кора выветривания (железистые пестроцветные образования). Ее формирование связано с субаэральным выветриванием, а также с проникновением кислородсодержащих вод на глубину во время предверхнепермской фазы роста солянокупольных структур. По сравнению с сероцветными неизменными породами нижнего карбона кора выветривания характеризуется повышенным содержанием каолинита и смешаннослойных фаз типа Г—М.

Дополнительными вторичными процессами, меняющими характер цементации и состав глинистых минералов, являются процессы, связанные с дислокационным эпигенезом и гидротермальным подтоком вещества. Они характерны для ряда нарушенных структур (Волвенково, Мечбиловка, Ромны, Поздняки, В. Загоровка и др.). К термальному минералообразованию относятся сульфидные рудопроявления (борнит, галенит, сфаленит, киноварь и др.), анкеритизация и кальцитизация, появление диккита и др.

Итак,

1. Состав глинистых минералов в каменноугольных породах Днепро-Донецкой впадины связан с типом каменноугольных формаций и, следовательно, определяется климатом области сноса и тектоническим режимом. Это прежде всего отражается на соотношениях трех основных минералов: каолинита, гидрослюда и монтмориллонита. Диоктаэдрическая тонкодисперсная обломочная гидрослюда поступала в осадки на протяжении всего каменноугольного времени, в верхнем карбоне обломочный каолинит уступил место монтмориллониту в силу аридизации климата.

2. Вторичные изменения обломочного материала начинались в диagenезе. В условиях устойчивого бассейнового режима диоктаэдрическая гидрослюда подвергалась гидратации до появления монтмориллонита. В случае привноса в осадок Fe—Mg обломочного материала в глинистых илах могла идти аутигенная гидрослюдизация (аллотигенная диоктаэдрическая гидрослюда → Г—М → монтмориллонит; Fe—Mg материал → аутигенная гидрослюда 1M (1Md)).

3. В условиях торфяных болот шла трансформация деградированного каолинита из коры выветривания, обломочная гидрослюда сохранялась наряду с фазами Г—М.

4. Глинообразование в цементах главным образом происходило в катагенезе, причем состав глинистых минералов связан с типом обломочного вещества и типом поровых вод.

5. Существенного различия в составе глинистых минералов продуктивных и непродуктивных пачек на стадии начального катагенеза не наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Г. Формирование структур Днепро-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. М., «Недра», 1965.
История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. Под ред. А. П. Виноградова. М., «Недра», 1964.
Карпова Г. В. Об эпигенетических хлоритах в терригенных породах Донецкого карбона. — Минерал. соб. Львов. ун-та, 19, вып. 3, 1965.

- Карпова Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1965₂, т. 164, 2.
- Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 2.
- Лукин А. Е. Формации карбона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3.
- Лукин А. Е., Трухан Л. Л. О нефтепоисковом значении осветленных и пиритоносных пород в карбоне и перми Днепровско-Донецкой впадины.— Геология нефти и газа, 1966, № 9.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 2-е. М., «Недра», 1965.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд. АН СССР. т. 1—3, 1962.
- Carrigy M., Mellon G. Authigenic Clay Mineral Cements in Cretaceous and Tertiary Sandstones of Alberta.— J. Sediment. Petrol., vol. 32, N 3, 1964.
- Füchtbauer H., Goldschmidt H. Beobachtungen zur Tonmineral — Diagenese. Int. Clay Conf., 1963.
- Keller W. D. Processes of Origin and Alteration of Clay Minerals. Soil Clay Mineralogy, 1964.
- Kulbicki G., Millot G. Diagenesis of Clay in Sedimentary and Petrol Series. Clays and Clay Minerals. Proceed. 10-th Nat. Conf, 1961.
- Millot G. Geologie des Argiles. Paris, Masson, 1964.

Харьковский госуниверситет

Дата поступления
23.XII.1966

УДК 551.735.21(470.311)

ОПЫТ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВИЗЕ-НАМЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А. И. ОСИПОВА, Т. Н. БЕЛЬСКАЯ

Морские отложения визе и раннего намюра, широко распространенные на Русской платформе, лучше всего изучены в Московской синеклизе, занимающей центральную часть платформ. В результате работ многочисленных исследователей здесь были изучены все основные группы фауны, разработана детальная стратиграфическая схема, выполнены крупные литологические и геохимические исследования и даны палеогеографические реконструкции. Рассматриваемые отложения относятся к средневизейскому подъярису (яснополянский надгоризонт: бобриковский и тульский горизонты), верхневизейскому подъярису — окский надгоризонт (алексинский, михайловский, веневский горизонты) и серпуховский надгоризонт (тарусский и стешевский горизонты). К нижненамюрскому подъярису условно отнесен протвинский горизонт.

До последнего времени изученность этих отложений была весьма неравномерной. Наибольшее внимание обращалось на изучение яснополянских отложений, заключающих угли, бокситы и огнеупорные глины; литологически детально охарактеризованы окские отложения и значительно слабее — отложения серпуховского надгоризонта и протвинского горизонта. Детальные литологические и палеонтологические исследования выполнялись преимущественно на материалах из двух частей Московской синеклизы, где эти отложения хорошо обнажены или вскрыты горными выработками: 1) южной части (районы гг. Тулы, Алексина, Серпухова, Венева и Михайлова); 2) северо-западной части (районы гг. Боровичи, Тихвина и Вытегры). На значительном пространстве между этими районами выходы нижнекаменноугольных пород редки; наиболее крупные из них находятся в Верхнем Поволжье (оз. Волго, Стешевский и Бенский пороги на р. Волге и др.). В центральной части Московской синеклизы рассматриваемые отложения вскрыты только скважинами, пройденными с малым отбором керн. При обработке их выявилась сильная доломитизация известняков, в результате которой уничтожены многие остатки фауны (Швецов, 1954).

Вследствие такой неравномерной изученности корреляция удаленных разрезов была крайне затруднена, и оставался невыясненным или спорным целый ряд вопросов стратиграфического, фациального и палеогеографического планов. Большие трудности возникали при попытках объяснить особенности распространения и смены комплексов многих представителей донных организмов, развитие которых изучалось палеонтологами. Для разрешения этих вопросов в лаборатории палеоэкологии морских фаун Палеонтологического ин-та АН СССР под руководством Р. Ф. Геккера были поставлены комплексные палеоэкологи-

ческие и литологические исследования; они выполняются совместно палеонтологами и литологами и имеют целью изучить развитие и смену донных организмов в связи с изменениями условий их существования.

Не останавливаясь на характеристике методики комплексных палеоэкологических и литологических исследований, которая освещена в ряде публикаций (Геккер, 1957; Нескер, 1965; Иванова, 1958, 1959 и др.), отметим только, что нами проведены детальные полевые исследования с послойными сборами образцов и биостратомическими наблюдениями. В первую очередь изучались стратотипические разрезы и наиболее полные обнажения, а затем керны скважин. Мы стремились выявить состав комплексов организмов, свойственных каждому литологическому типу пород и охарактеризовать смену комплексов в осадочных циклах низшего порядка. Особое внимание обращалось на палеонтологические различия карбонатных пород, казавшихся весьма сходными литологически и по химическому составу, а также на изучение их диагнетических и более поздних изменений.

Пересмотрены ранее опубликованные палеонтологические, литологические и геохимические данные многих исследователей, изучавших отложения и фауну нижнего карбона Московской синеклизы и некоторых сопредельных регионов. Эти данные, как правило, характеризуются большой точностью, однако в свете новых исследований часть их должна быть иначе интерпретирована. Прежде всего это выяснилось при корреляции разрезов (Осипова, Бельская, 1965, 2), когда было установлено, что многие фаунистические комплексы, ранее считавшиеся разновозрастными, жили одновременно, но в разных фациях; и наоборот, при сходстве фациальных условий комплексы фауны в течение времени отложения трех горизонтов были настолько близки, что их считали одним горизонтом.

В ходе исследований уточнены границы горизонтов, распространение их отложений на площади и составлены литолого-палеоэкологические карты для каждого из семи изученных горизонтов (тульский — протвинский)¹. Материал, впервые синтезированный на этих картах, позволяет значительно дополнить, а часто и пересмотреть сложившиеся представления о фациях и палеогеографии визейских и ранненамурского бассейнов и выявить новые особенности процесса осадконакопления. К характеристике типов пород, в большинстве детально изученных предшествующими исследователями (М. С. Швецовым, Л. М. Биринной, С. Г. Вишняковым и др.), добавляется сравнительно немного. В настоящей статье изложены некоторые полученные результаты. Они иллюстрируются схематическими картами, составленными на основе литолого-палеоэкологических карт, а также схемами, отражающими размещение комплексов донных организмов на дне водоема в разные моменты его развития.

ТУЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

Отложения тульского горизонта, наиболее древние из изученных нами, составляют верхнюю часть угленосной визейской формации Русской платформы. Они представлены сложным чередованием песков, алевролитов, глин и углей; известняки развиты не повсеместно, число слоев их обычно не более пяти, иногда в них фиксируются следы размывов. Вещественный состав и типы пород описаны многими литологами, но условия образования отдельных типов пород и всей угленосной формации (на всей площади Московской синеклизы) долго оста-

¹ Все карты, кроме карты тульского времени, входят в состав «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР», который печатается.

вались невыясненными. Одной из причин этого является то, что отложения тульского горизонта (в отличие от всех вышележащих отложений визе — намюра) нигде не обнажены полностью, а в центральных частях синеклизы вскрыты редкими скважинами, пройденными с малым отбором керна.

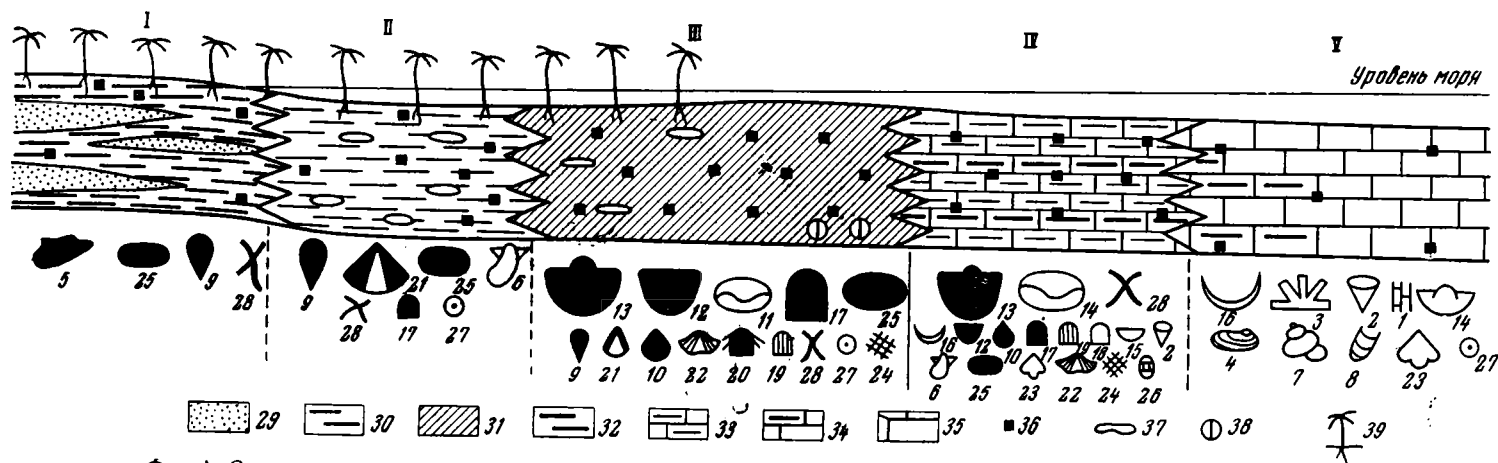
Стратотипический разрез тульского горизонта находится в южной части синеклизы, где значительно развиты морские глины и известняки. Именно здесь собрана довольно разнообразная фауна, среди которой преобладают мелкие брахиоподы. М. С. Швецов (1932, 1938) предполагал, что они населяли наиболее глубокие части моря, которое в начале трансгрессии имело еще сильно расчлененный рельеф дна. Л. М. Бирина (1941), первая детально изучившая литологию яснополянских отложений в южной части синеклизы, пришла к заключению, что формирование осадков в бобриковское и тульское время происходило в морском бассейне и определялось эрозионным рельефом предугленосного континента и интенсивностью морских течений. По ее представлениям, в понижениях рельефа, где течения были сильными, отлагались пески; одновременно на склонах возвышенностей образовывались угли. При ослаблении приноса растительного материала на тех участках, где накапливались угли, создавались благоприятные условия для развития фауны.

Мнение Л. М. Бириной об исключительно морском происхождении угля не подтвердилось, но прибрежно-морские осадки в составе угленосных отложений были обнаружены и в других частях Подмосковского угольного бассейна (Викулова, 1937; Корженевская, 1941). Для выяснения конкретных соотношений описанных ранее типов осадков и условий их образования потребовалась длительная работа многих исследователей. Было установлено, что пески в южной части синеклизы, которые Л. М. Бирина (1941) считала принесенными морскими течениями со склонов Балтийского щита, максимальное распространение имели вблизи суши, находившейся в области Воронежского свода, и представляя собой в основном дельтовые образования. По мере удаления от древней береговой линии пески замещаются глинами с прослоями углей, а затем морскими глинами и известняками (Пистрак, 1950; Глико, 1963).

Более детальная характеристика осадков, их состава, фауны и смесны в разрезе и на площади получены при изучении угленосности яснополянских отложений (Корженевская, 1941; Котлуков, 1964; Михайлова, 1956; Шульга, 1956; Фомина, 1960; Зхус, 1966 и др.), когда были выработаны новые методы реконструкции палеорельефа и углублен фациальный анализ угленосных отложений. Вместе с нашими материалами это позволило наметить следующий ряд осадков и связанных с ними комплексов организмов (фиг. 1).

Терригенные осадки, сильно обогащенные органическим веществом, отлагались в эстуариях и лагунах, где могли существовать лишь организмы, способные выносить значительные отклонения солености и газового режима от нормальных морских — пелелиподы рода *Anthracopecten*, остракоды и лингулы (см. фиг. 1, I).

На глинистых осадках, содержавших меньше сапропелевого материала, к лингулам добавлялись еще немногие брахиоподы и более разнообразные пелелиподы (см. фиг. 1, II). Значительно возрастало количество и разнообразие брахиопод в зоне известковых глин (см. фиг. 1, III), которые, по-видимому, отлагались в обширных тиховодных заливах. Однако эти местобитания часто характеризовались резким преобладанием представителей одного вида — *Rugosochonetes laguesianus* (Коп.), что определенно свидетельствует о том, что условия существования не были оптимальными. Обычно в этой же зоне селились также довольно многочисленные мшанки. Следующий член ряда



Фиг. 1. Смена осадков и связанных с ними комплексов организмов в тульском бассейне Московской синеклизы

Фауна: 1 — *Syringopora*; 2 — одиночные *Rugosa*; 3 — колоннальные *Rugosa*; 4 — *Edmondia*; 5 — *Anthraconauta*; 6 — прочие пелециподы; 7 — гастроподы; 8 — прямые наутилоидеи; 9 — *Lingula squamiformis*; 10 — *Rhipidomella michelini*; 11 — *Schizophoria resupinata*; 12 — *Schuchertella*; 13 — мелкие хонетиды (*Rugosochonetes*, *Plicochonetes*, *Chonetes parvus*); 14 — *Davisiella*; 15 — *Semiplanus semiplanus*; 16 — *Gigantoproductus*; 17 — *Productus redesdalensis*; 18 — *Pugilus subscoticus*; 19 — *Antiquatonia serrenensis*; 20 — *Eomarginifera praecursor*; 21 — *Camarotoechia pleurodon*; 22 — *Podtsheremia ustyensis*; 23 — *Cleiothyridina*; 24 — мшанки; 25 — остракоды; 26 — трилобиты; 27 — членики криноидей; 28 — ходы роющих животных. Черными значками отмечены наиболее эвригалинные формы.

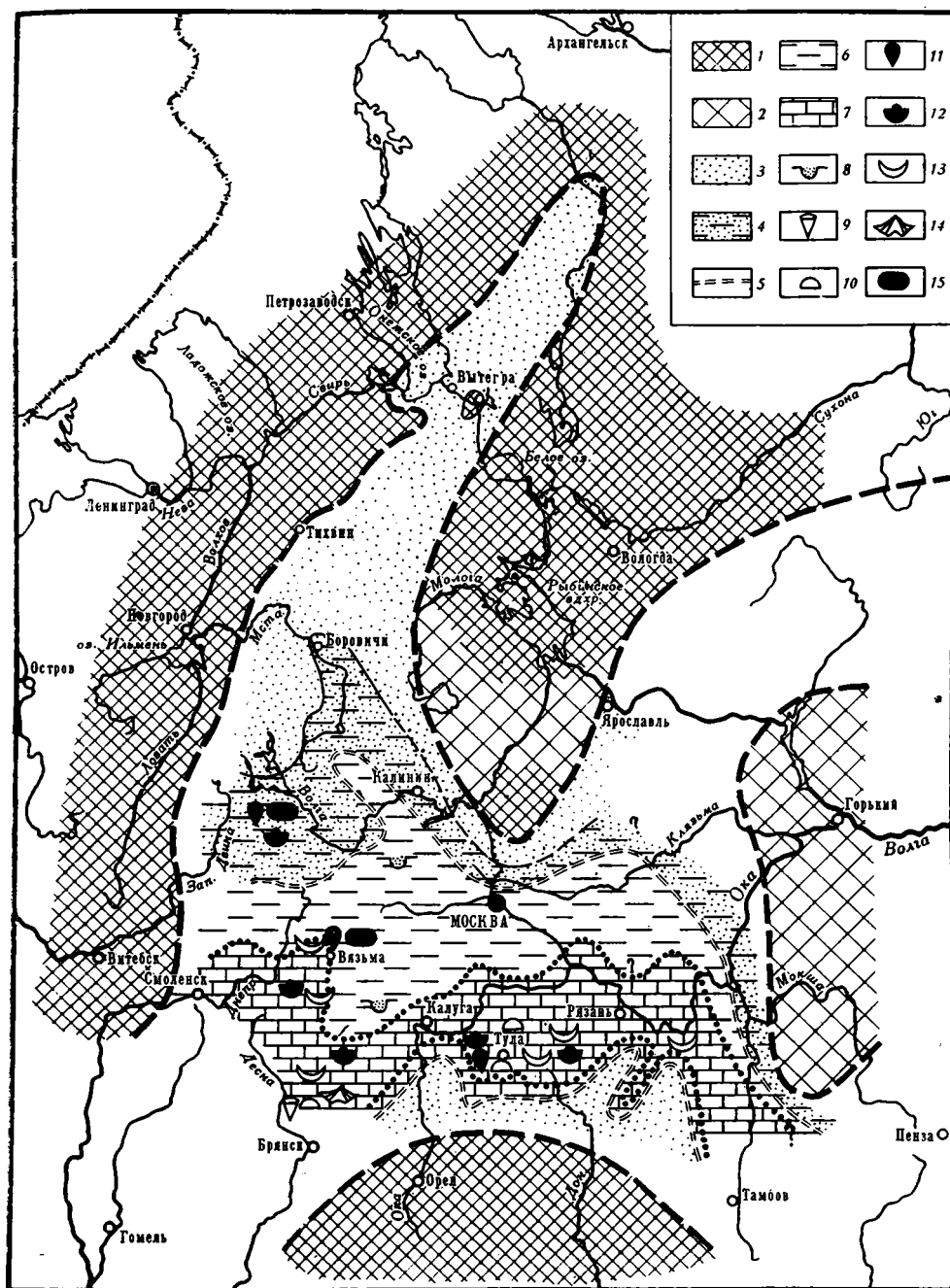
Породы: 29 — алевроиты; 30 — глины известковистые; 31 — глины темные известковистые; 32 — глины обогащенные органическим веществом; 33 — известняки глинистые; 34 — известняки, обогащенные органическим веществом; 35 — известняки фораминиферно-детритовые; 36 — пирит; 37 — стяжения сидерита; 38 — конкреции фосфорита; 39 — растительность мангрового типа.

Осадки: I—II — эстуария и лагуны; III — залива; IV — близкой к берегу и тиховодной зоны моря; V — более удаленной от берега зоны моря

(IV) представляют еще более известковые осадки, на которых вместе с мелкими брахиоподами, преобладавшими на глинистых грунтах, обитали другие виды хонетид (*Plicochonetes tricornis*, *Chonetes parvus*, а также *Gigantoproductus*, *Semiplanus* и др.). Весьма своеобразен в этой зоне комплекс фораминифер, состоявший из очень мелких тонкостенных форм (*Loeblichia miranda*, *Howchinia exilis*, *Rectocornuspira submosquensis*, *Archaelagena hovchinina*, *Archaediscus krestovnikovii* и др.), которые могли жить и захороняться неповрежденными только в тиховодных условиях (Фомина, 1960). В более удаленной от берега части моря, где подвижность воды и аэрация придонных вод были сильнее, существовал совсем иной комплекс фораминифер — с относительно крупными и толстостенными раковинами (*Endothyranopsis crassus*, *Endothyra globulus*, *Eostaffella*, *Brunsia*, *Forschia* и др.). Раковины фораминифер и детрит скелетных остатков других организмов образовывали здесь плотные грунты, на которых селились довольно разнообразные кораллы, иглокожие и сравнительно редкие брахиоподы (см. фиг. 1, V). Но такие известковые осадки были распространены на площади тульского моря незначительно; преимущественное развитие имели более глинистые разности. Следует отметить, что в глинистых и глинисто-известковых осадках лагун и заливов встречаются автохтонные остатки стигмариий с ризоидами, свидетельствующими о временных обмелениях водоемов.

Данные о минералогических и геохимических особенностях тульских отложений освещены в нескольких сводных работах (Швецов, 1954; Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959; Ронов, Мигдисов, 1960; Корженевская, Шульга, Виноградов и др., 1962; Мигдисов, 1963; Зхус, 1966). Всеми исследователями они рассматриваются как типичные образования гумидной зоны, где обилие атмосферных осадков, высокие температуры и пыльное развитие растительности благоприятствовали глубокому химическому выветриванию материнских пород. Показателями этого является минералогический состав пород (резкое преобладание кварца в песках и алевритах, каолинита — в глинах, присутствие бокситов), а также некоторые особенности химического состава глин — относительно высокое содержание в них окиси алюминия и окиси титана (Ронов и Мигдисов, 1960; Мигдисов, 1963). Установлено, что поступление органического вещества в тульский бассейн было очень интенсивным и способствовало проникновению Fe, Mn, P и других элементов в область отложения известковых илов, в связи с чем интенсивно шло и диагенетическое пиритообразование (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959). Эти данные, как и приведенная выше «гамма» экологически различных комплексов донных организмов, опровергают представление о том, что все глинистые карбонатные осадки тульского горизонта, содержащие пирит, были образованиями резко выраженной восстановительной зоны, занимавшей огромную территорию (Пустовалов, 1933). По-видимому, сероводородное заражение придонных вод бассейна происходило лишь там, где накапливалось очень большое количество органического вещества и донная фауна почти не могла существовать. Примером могут служить тульские отложения Сызранского района, где обнаружены немногие брахиоподы, но в основном глины заключают только ходы червей, которые могли переносить присутствие сероводорода (Максимова, 1955).

Приведенный ряд осадков (см. фиг. 1) характерен для южной и юго-западной частей синеклизы, в которых морские отложения широко представлены. В западной полосе, как выяснено предшествующими исследователями (А. С. Корженевская, В. А. Котлуков, А. П. Саломон и др.), начиная от широты г. Белого, исчезают карбонатные глины и известняки, остатки фауны становятся редкими; распространены преимущественно глины с сидеритом (осадки опресненных краевых лагун).



Фиг. 2. Схема распределения осадков и комплексов фауны в Московской синеклизе в тульское время

1 — области размыва; 2 — отсутствие отложения осадков в течение всего или значительной части тульского времени; 3 — континентальные осадки (в том числе угленосные и бокситы); 4 — чередование континентальных и терригенных морских осадков; 5 — граница распространения карбонатных морских осадков; 6 — континентальные и морские (в том числе карбонатные) осадки; 7 — области более длительного отложения известковых морских осадков; 8 — участки с мощным накоплением песчаных осадков.

Комплексы фауны: 9 — одиночные кораллы Rugosa; 10 — колониальные кораллы Rugosa; 11 — Lingula; 12 — другие эврибионтные брахиоподы; 13 — Semiplanus, Gigantoproductus; 14 — Podisshemgia; 15 — остракоды. Черными значками показаны эврибионтные организмы

Севернее, в Боровичско-Валдайском районе, тульские отложения представлены терригенными и углистыми отложениями прибрежно-континентальных и сильно опресненных лагун и заливов. Здесь большое развитие имеют высокоогнеупорные сухарные глины. Отложения наиболее периферической зоны известны в районе г. Тихвина, где бокситовые накопления приурочены к долинам, прорезавшим девонские отложения.

Отложения тульского горизонта дают яркое представление об осадках типичного мелководного моря гумидной зоны с низким заболоченным побережьем, покрытым растительностью мангрового типа и с широким поясом тиховодных краевых в разной степени опресненных лагун и заливов. Условия, приближавшиеся к нормальным морским, были лишь в зоне отложения более чистых известковых илов (см. фиг. 1, V). Как видно из фиг. 2, такие условия относительно длительно существовали лишь на ограниченных участках. Один из них (юго-западный) находился в районе г. Сухиничи, где известняки имеют светлую окраску, слабую глинистость и содержат многочисленные брахиоподы: *Podtsheremia usstyensis* (Sem.), *Plicochonetes tricornis* (Sem.), *Antiquatonia hindi usstyensis* Sar., *Pugilus subscoticus* Sar., *P. ninae* Sar., *P. schwetzwowi* Sar., *Semiplanus semiplanus* (Schw.) и др.; разнообразны здесь также пелециподы, встречены прямые и свернутые наутилоидеи.

Интересно, что этот богатый комплекс фауны приурочен к области Брянско-Рославльского прогиба, через который еще в турне (чернышинское время) море из Днепровско-Донецкого авлакогена проникало в Московскую синеклизу (Котлуков, Виноградов, Волков, 1962). Другой участок с преобладанием известковых осадков выявлен на территории Рязано-Саратовского прогиба; здесь, по данным Е. В. Фоминой, комплекс фораминифер более богатый, чем в южной части синеклизы.

Такое распространение осадков и донных организмов определенно свидетельствует о том, что в пределах тектонических прогибов находились проливы, соединявшие тульский бассейн Московской синеклизы с соседними морями. Эти проливы не показаны на картах фаций яснополянского времени (Нечитайло, Хохлов и др., 1957; Атлас палеогеографических карт СССР, каменноугольный период, 1965; Котлуков и др., 1962), на которых многие авторы рисуют крупный полуостров, протягивавшийся с запада и сочленявшийся даже с сушей Токмовского поднятия. Имеющиеся сейчас материалы свидетельствуют, что участки суши были разобщены, хотя они (особенно область Воронежского свода) были областями сноса.

Как известно, вопрос об источниках терригенного материала обсуждается очень давно. Одни авторы, вслед за М. С. Швецовым (1938), считали, что основным его поставщиком был склон Балтийского щита; другие доказывали возможность значительного поступления с Воронежской суши (Архангельский, 1932; Пистрак, 1950; Котлуков, Виноградов, Волков, 1962; Глико, 1963). Неоднократно пересматривала этот вопрос Л. М. Бирина (1938, 1941, 1953); сначала она допускала, что снос шел в основном с северо-запада и с запада, а затем указала, что этому противоречит прекрасная отсортированность пород и малое содержание полевых шпатов вблизи предполагаемых границ областей накопления терригенных осадков (Бирина, 1953).

Мы полагаем, что эти факты не должны иметь решающего значения, поскольку малое содержание полевых шпатов является следствием глубоких процессов химического выветривания, свойственных гумидной зоне (Страхов, Бродская и др., 1954), а хорошая отсортированность свойственна и девонским отложениям, которые размывались в яснополянское время (Вишняков, 1955).

Геохимическое изучение яснополянских отложений Московской синеклизы и карты распределения Al_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 в глинах выявили чет-

кую зональность, являющуюся следствием интенсивного химического выветривания (Ронов, Мигдисов, 1960, рис. 7, 8; Мигдисов, 1963, рис. 1, 4). Для палеогеографических и фациальных построений эти литологогеохимические карты ценны также и тем, что при большом количестве анализов линии изоконцентраций располагаются настолько закономерно, что по ним можно документировать области сноса. Теперь несомненно, что в яснополянское время источники сноса существовали не только на севере и юге Московской синеклизы, где они были установлены и по геологическим данным, но и вдоль всей западной окраины. Следует отметить, что в юго-западной части бассейна, где по палеоэкологическим данным намечается пролив, линии изоконцентрации как бы очерчивают узкую более глубокую полосу.

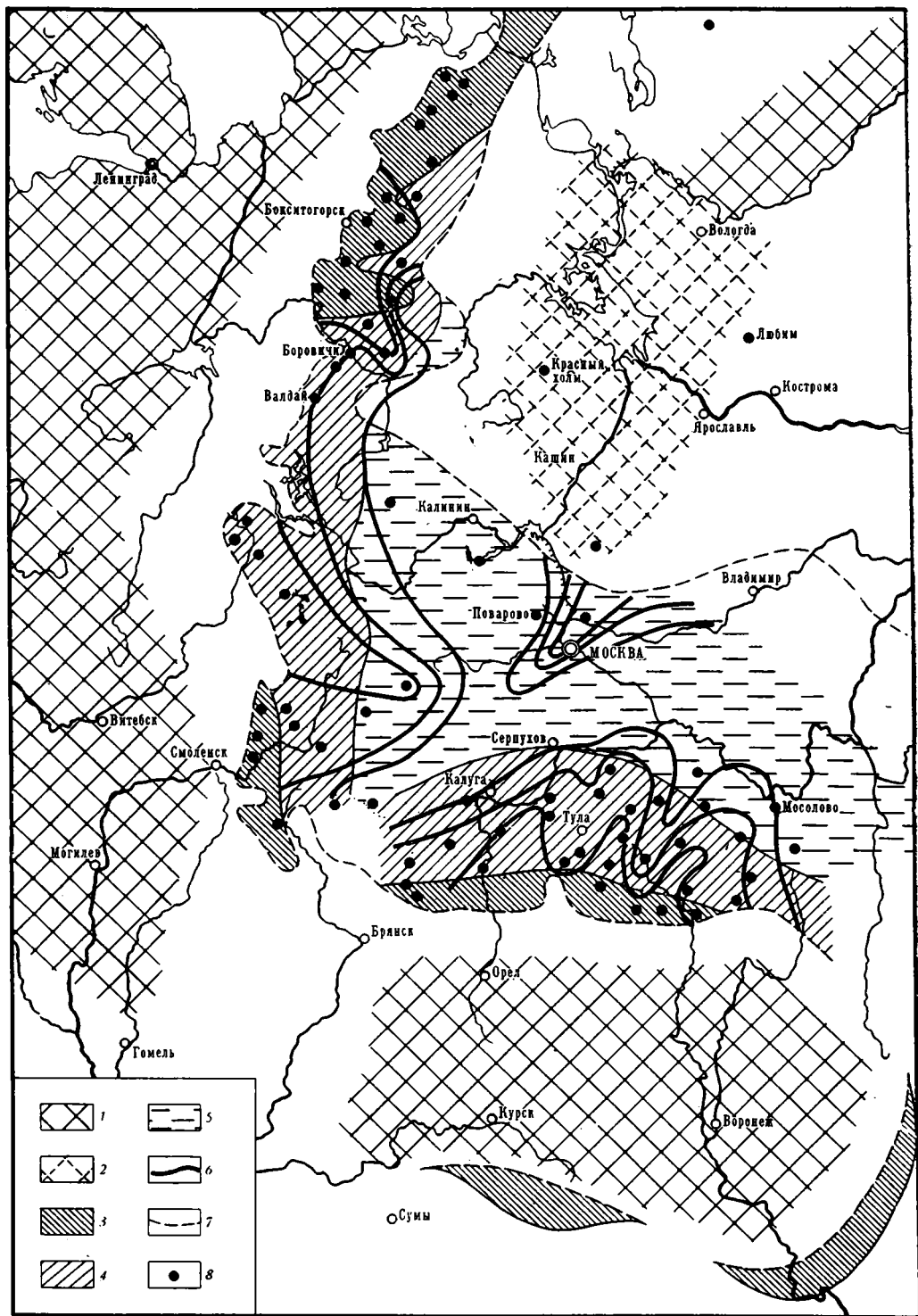
Еще более интересна карта распределения титана в песках яснополянского надгоризонта (Мигдисов, 1963, рис. 4). На ней ареалы повышенных концентраций находятся вблизи перечисленных выше областей сноса, а также в районе Москвы и несколько севернее ее. Для территории, находящейся севернее Москвы, данных о распространении тульских отложений не было. Сейчас по материалам, полученным при изучении нескольких новых скважин (Торгошино, Красный Холм, Кашин), выяснилось, что палеонтологически охарактеризованные отложения тульского горизонта здесь отсутствуют; к нему может быть отнесена лишь небольшая (2—8 м) пачка глин и песков, для которой, однако, не исключен и алексинский возраст. Несомненно, что в течение всего или большей части тульского времени отложения осадков здесь не было, а, возможно, происходил размыв коры выветривания. Эту область мы условно называем Вологодско-Кашинским поднятием. Ареал повышенных концентраций титана, показанный по данным А. А. Мигдисова (1963), располагается непосредственно южнее поднятия (фиг. 3) и, вероятно, был связан с находившимся там источником питания.

Как видно из фиг. 2, терригенные континентальные и прибрежно-морские осадки имели широкое распространение, что свидетельствует об интенсивном сносе. Значительно меньше распространены карбонатные осадки, которые накапливались преимущественно в южной части синеклизы и узкой полосой протягивались на северо-запад; контур распространения карбонатных осадков очерчивает область устойчивого прогибания. На остальной части синеклизы нисходящие движения были выражены слабее, в связи с чем даже в центральных ее районах осадконакопление было незначительным, а местами существовали размывавшиеся участки. Восходящие движения преобладали и в области Токмовского свода (Нечитайло, Хохлов и др., 1957), где тульские отложения отсутствуют или представлены маломощными терригенными осадками (скважины Горького², Зубовой Поляны, Лыскова, Токмова).

ОКСКОЕ И СЕРПУХОВСКОЕ ВРЕМЯ

Отложения окского надгоризонта (алексинский, михайловский и веневский горизонты) представлены преимущественно известняками. Как показали детальные исследования М. С. Швецова и Л. М. Бириной (1935), Л. М. Бириной (1938, 1965), эти известняки очень чисты по химическому составу и довольно однообразны. Среди них выделено четы-

² Л. М. Бириня (1953) в Горьковской скважине к тульскому горизонту отнесла толщу карбонатных пород с многочисленными кораллами, но, по определению Т. А. Добролюбовой, эти кораллы (*Lithostrotion* cf. *rossicum* Stuck., *Palaeosmilina* cf. *stutchburyi* E. et H., *Bothrophyllum* sp.) указывают на несомненно окский возраст отложений.



Фиг. 3. Распределение TiO_2 в песках яснополянского надгоризонта в Московской синеклизе (по А. А. Мигдисову, 1963, с изменениями и дополнениями)

1 — области выветривания и сноса; 2 — отсутствие отложения осадков в течение всего или большей части яснополянского времени (Вологодско-Кашинское поднятие); отложения: 3 — пестроцветной зоны, 4 — угленосной зоны, 5 — морские; 6 — линии изоконцентраций; 7 — граница распространения яснополянских отложений; 8 — точки наблюдений

ре типа: твердые толстослоистые известняки (I тип), мягкие, неясно микрослоистые (II тип), пятнистые (III тип) и микрозернистые, пронизанные ризоидами стигмарий (IV тип).

Известняки I типа имеют беспорядочную текстуру и сложены раковинами фораминифер и мелкими обломками скелетов других организмов, в том числе и детритом сифонниковых водорослей *Calcifolium okense* Schw. et Bir. Хорошая сохранность остатков организмов и частое нахождение в полостях роста крупных брахиопод, кораллов и известковых губок придает им характер биоценозов.

Известняки II типа состоят преимущественно из удлиненных обломков раковин и имеют микрослоистую текстуру, обусловленную ориентировкой плоских частиц по наслоению.

Известняки III типа образованы двумя совершенно различными осадками: «пятна» представлены обломками детрито-фораминиферового известняка I типа, а основная масса — микрослоистым детритовым известняком II типа. М. С. Швецов рассматривал пятнистый известняк как сингенетичную морскую брекчию, возникшую в результате частого чередования двух типов осадков, неравномерной их цементации и сильных волнений, которые глубоко взмучивали рыхлый осадок и разбивали начинавшие затвердевать прослои. Этот тип известняков М. С. Швецов считал особенно характерным для веневского горизонта.

Известняки IV типа — микрозернистые, иногда пльчатые микрослоистые (за счет периодического выпадения осадка), почти полностью лишены остатков морской фауны и обычно заключают лишь раковины мелких гастропод и остракод, но густо пронизаны корнями древовидных растений — стигмариями и их ризоидами. Поэтому такие известняки часто называют стигмариевыми или ризоидными. Они наиболее часты в отложениях михайловского горизонта. М. С. Швецов обнаружил в них следы кратковременных осушений, сопровождавшихся разрушением только что отложившихся осадков, и восстановил с большими деталями своеобразную особенность мелководного теплого платформенного моря — частое возникновение обширных лагун, в которых накапливались микрозернистые хемогенные известковые илы, и отмелей, поросших растительностью мангрового облика. Используя данные Филда (Field, 1931), М. С. Швецов сравнил условия образования осадков на отмелях, удаленных от суши, с обстановкой, существующей в современных тропических морях — на известковых побережьях Флориды и Багамских островов.

Наблюдения за соотношением описанных типов пород в разрезах южной части Московской синеклизы позволили считать фораминиферовые осадки (тип I) относительно глубоководными, детритусовые (тип II) — более мелководными и хемогенные (тип IV) — крайне мелководными, но удаленными от береговой полосы (Швецов и Бирина, 1935).

При дальнейших исследованиях (Бирина, 1938; Швецов, 1938) среди фораминиферовых осадков были выделены: а) более мелководные разности, сложенные преимущественно относительно крупными раковинами фораминифер и населенные толстостворчатыми брахиоподами и кораллами; б) глубоководные разности, в которых преобладает мелкий неопределимый детрит, есть обломки скелетов мшанок, криноидей, брахиопод и др., а раковины фораминифер мелкие и немногочисленные.

Необходимо отметить, что разделяемое большинством исследователей представление о крупных брахиоподах и кораллах как показателях мелководья оспаривалось Т. Г. Сарычевой (1940). Она подчеркнула, что это априорное положение уже приводило к неправильным выводам о характере бассейна, и на ряде примеров показала, что на очень мелководных участках визейских морей иногда существовали мелкие тонкора-

ковинные брахиоподы. Однако эти данные не были учтены литологами, и в последующих работах к ранее принятым индикаторам добавился еще «показатель глубоководности», за который без каких-либо обоснований были приняты остатки трилобитов (Бирина, 1949, 1953), хотя палеозоологами они рассматривались как обитатели илистого морского дна в зоне прибрежных тихих вод (Геккер, 1940)³.

Фауна, населявшая прибрежную зону, была мало изучена, хотя присутствие остатков разных групп бентоса отмечалось в ряде пунктов по западной окраине бассейна (Форш, 1935; Геккер, 1938; Корженевская, 1941). Комплекс мелких брахиопод, столь характерный для тульского времени, не существовал ни в окских лагунах с хомогенными илами, ни в области отложения органогенно-детритовых и фораминиферовых известковых осадков. Причины его исчезновения оставались неясными (Сарычева, 1949).

Интересные наблюдения были сделаны Л. М. Бириной (1953), которая обнаружила, что в юго-западной части бассейна наиболее глинистые слои михайловского горизонта включают брахиоподы тульского типа. Но условия существования этих брахиопод и соотношения их биотопов с местообитаниями широко распространенных в окских морях крупных массивных *Gigantoproductus* и кораллов, остались не выясненными.

При изучении скважин в западной части бассейна самые типичные представители комплекса мелких брахиопод были обнаружены нами в циклически наслоенных отложениях алексинского и михайловского горизонтов. Здесь найдены виды, ранее считавшиеся распространенными только в тульском бассейне: *Rugosochonetes laguessianus*, *Schuchertella portlockiana*, *Plicochonetes tricornis*, а также *Chonetes parvus*, *Productus redesdalensis*, *Rhipidomella michelini*, *Eomarginifera praecursor*, *Camarotoechia pleurodon*, *Martinia glabra* и др.). Все они приурочены к известково-глинистым осадкам, занимающим определенное место в циклах: между алевроито-глинистыми осадками с обильными стигмариями и их ризоидами (отложения побережья, зараставшего растительностью мангрового типа) и морскими фораминиферовыми известняками с *Gigantoproductus*⁴. Черные глины с *Lingula* и *Camarotoechia pleurodon* здесь занимают то же место, что и в ряду осадков тульского времени (см. фиг. 1); известково-глинистые осадки, населенные хонетидами и другими мелкими брахиоподами, а также мшанками и пелециподами, были приурочены к краевым частям алексинского и михайловского морей, когда как известковые осадки удаленных от суши частей моря были заселены более крупными и разнообразными брахиоподами (роды *Semiplanus*, *Gigantoproductus*, *Striatifera*), фораминиферами, кораллами, известковыми губками и др.

³ Примером таких отложений может служить нижняя часть слоя a_6 в Тихвинском районе (Форш, 1935; Геккер, 1940).

⁴ Цикличность осадконакопления в более центральных частях моря была кратко охарактеризована М. С. Швецовым и Л. М. Бириной (1935). Ими было установлено, что смена осадков в цикле отражает постепенное поднятие, вплоть до осушения и появления стигмариевой флоры, которое затем (с начала нового цикла) сменяется постепенным погружением. В более поздних работах Л. М. Бириня (1940, 1949), используя в значительной мере тот же фактический материал, утверждает (вопреки данным о смене осадков, показанным на колонке), что — каждый новый цикл начинается с отложения относительно глубоководных слоев (фораминиферовый осадок), и, следовательно, плавный подъем после обмеления сменялся резким опусканием на глубину, почти наибольшую для окского бассейна. Наши исследования не подтверждают этого заключения Л. М. Бириной, поскольку в основании циклов мы всегда находили не фораминиферовый известняк, а более мелководный микрослоистый. На выяснении этой ошибки Л. М. Бириной не стоило бы останавливаться, если бы эти неверно истолкованные данные не были использованы ею для обоснования очень крупных выводов об асимметрии колебательных движений земной коры — быстрых сжатий и медленных расширений (Бириня, 1949, 1965).

Не останавливаясь на детальном рассмотрении фаций и палеогеографии моря алексинского времени, отметим только, что имеющиеся сейчас материалы не подтверждают представлений о том, что в южной части алексинского моря рельеф дна был чрезвычайно сглаженным, глубины значительными, а осадки однообразными — тонко перетертые органогенные известковые илы (Швецов, 1938; Бирин, 1938). При изучении скважин установлено, что такие осадки (обычно с конкрециями кремня) характерны лишь для середины алексинского горизонта (фиг. 4, а), тогда как в нижней его части обнаружены хемогенные известняки, пронизанные ризоидами (тип IV Швецова и Бирин). Число таких прослоев в скважинах, находящихся восточнее Алексина, достигает пяти, что свидетельствует о частом возникновении лагун, отмелей и осушений в первой половине алексинского времени⁵. Тогда же в бассейне в значительном количестве вносился терригенный материал; на профиле видно (см. фиг. 4, а), что, как и в тульское время, он поступал с юга. Начиная с середины алексинского времени и в михайловское время терригенные отложения доминировали уже на западе (см. фиг. 4, б), по-видимому, снос с Воронежской суши сильно сократился.

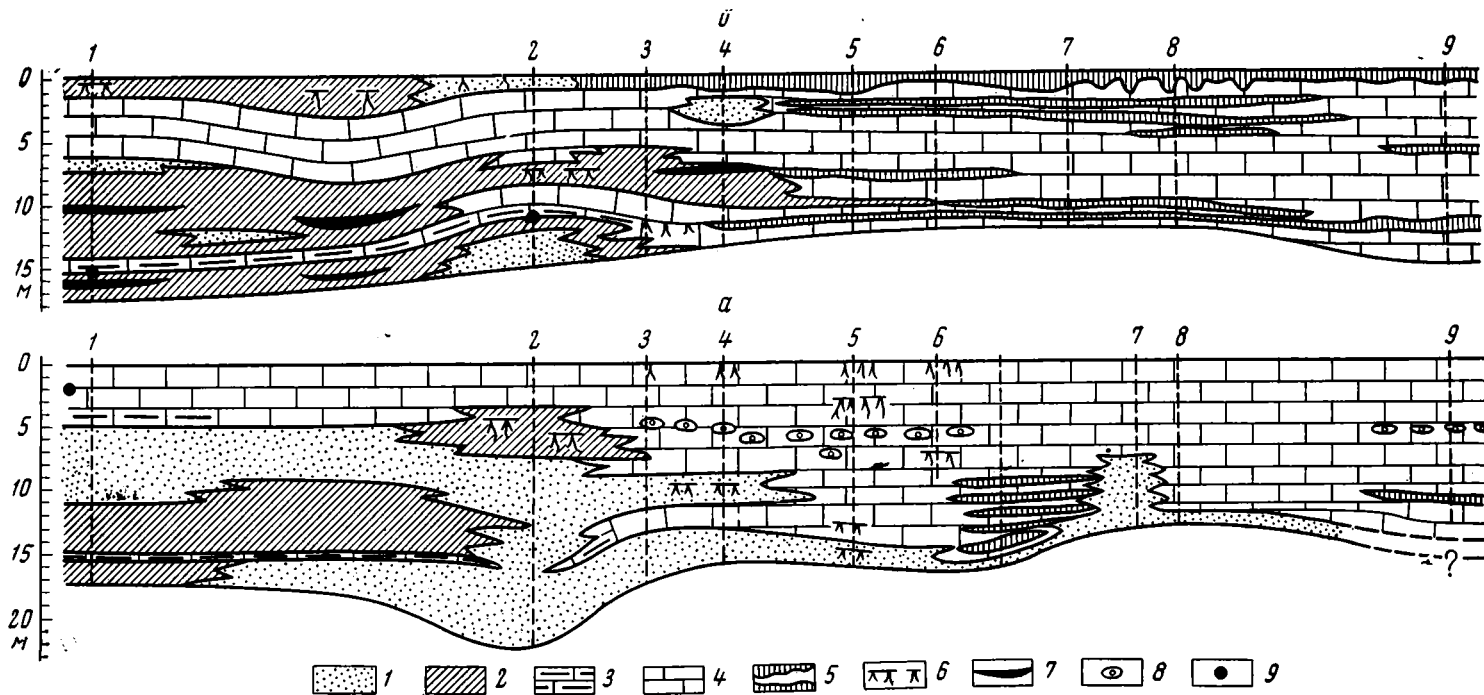
Для михайловского времени смена осадков и населявших их донных форм (фиг. 5) могла быть выяснена с большой детальностью, поскольку нижнюю пачку мощностью около 3 м, нам удалось проследить на протяжении более 300 км (от района г. Вязьмы на западе до г. Михайлова на востоке). Три первых члена этого ряда (см. фиг. 5, I—III) по осадкам и населявшему их бентосу (остракоды, черви, пелециподы, мелкие брахиоподы, некоторые мшанки, немногочисленные фораминиферы) очень сходны с соответствующими биотопами краевой зоны лагун и заливов тульского времени, но были распространены на меньшей площади — преимущественно вдоль западной окраины бассейна (фиг. 6). Сходные образования известны и в северо-западной его части (Боровичи — Вытегра), но здесь при обмелениях происходили сильные размывы, и ранее отложившиеся морские осадки прорезались долинами, заполненными аллювием (Форш, 1935, Геккер, 1938; Брунс, 1940).

Следующий член ряда — известковые осадки, в разной степени обогащенные терригенным материалом и растительным органическим веществом (см. фиг. 5, IV), отлагавшиеся в зоне прибрежного мелководья, занимали в основном западную половину бассейна (до линии Калуга — Москва — Вологда). Чистые известковые осадки (см. фиг. 5, V), очень ограниченно развитые в тульском море, здесь занимали всю восточную половину бассейна (зона мелководья, удаленного от суши); они состояли преимущественно из раковин относительно крупных фораминифер, которые доминировали среди бентоса этой части моря; однако в михайловском бассейне здесь существовали также многочисленные банки брахиопод, которые, по-видимому, часто размещались на склонах отмелей (фиг. 5, Va).

При анализе распространения брахиопод, число видов которых в михайловском море около 60, чрезвычайно наглядно выявилась зависимость их от свойств грунта и гидродинамики в разных частях бассейна. Так, тонкие глинистые осадки краевой зоны моря (лагун и заливов) были заселены брахиоподами, величина раковин которых составляет преимущественно от 5 до 20 мм (*Chonetes*, *Plicochonetes*, *Rugosochonetes*, *Productus redesdalensis* и др.).

Наоборот, в зоне отложения фораминиферовых и детритовых осадков, по размерности отвечавших песку с примесью гравия, селились брахиоподы, размер раковин которых колебался в пределах 60—200 мм.

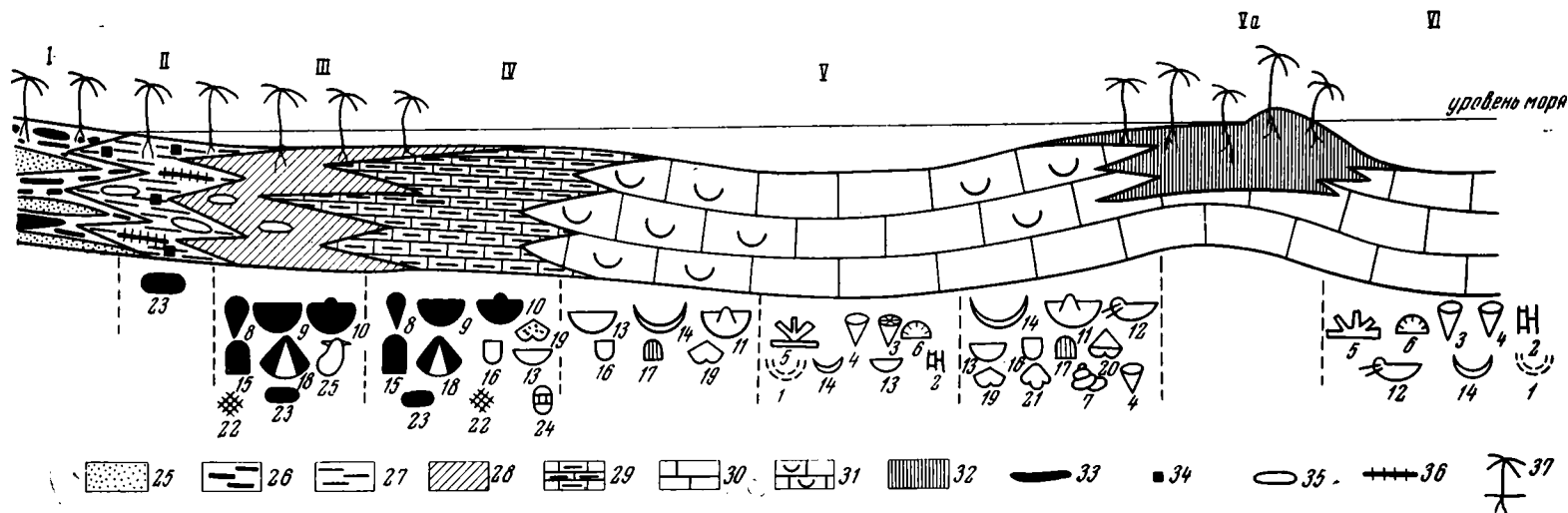
⁵ Обмеления, вероятно, захватывали значительно большую площадь, так как ризоидные известняки отмечены Т. Г. Сарычевой (1940) южнее Тулы, а Л. М. Бирин (1953) в скважине Мосолова.



Фиг. 4. Строение отложений алексинского (нижний профиль) и михайловского (верхний профиль) горизонтов в южной части Московской синеклизы

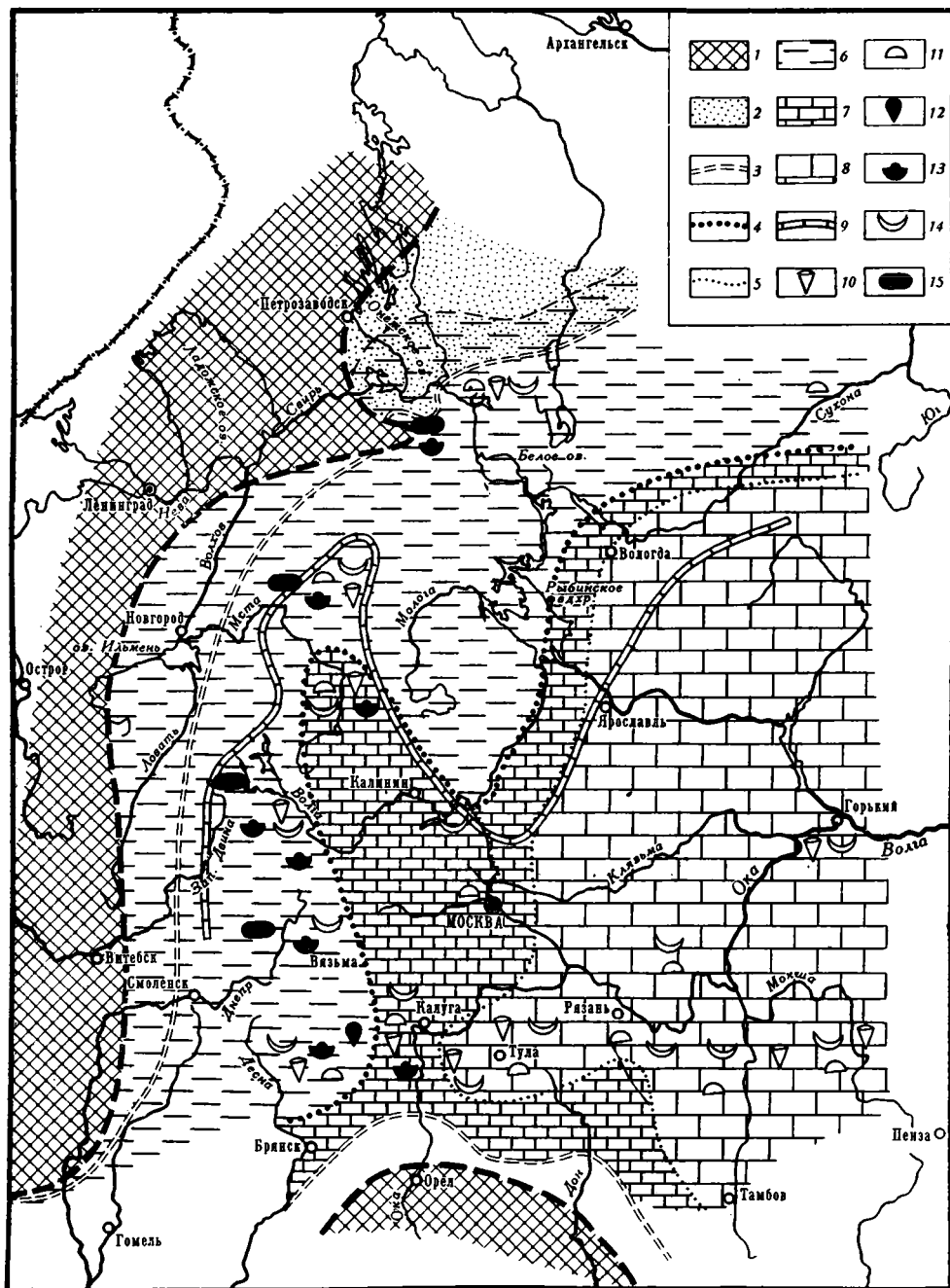
1 — пески; 2 — глины; 3 — известняки с примесью терригенного материала; 4 — известняки детрито-фораминиферовые и фораминиферовые; 5 — известняки микрозернистые ризоидные; 6 — автохтонные стигмари и ризоиды; 7 — уголь; 8 — стяжения кремня; 9 — местонахождения фуны тульского облика

Районы городов: 1 — Вязьмы (скв. 18351); 2 — Сухиничей (скв. 18313); 3 — Воротынска (скв. 6257, обнажения); 4 — Калуги (обнажения); 5 — Алексина (обнажения); 6 — Тулы (Обидимо; обнажения); 7 — Венева (обнажения); для алексинского горизонта — скв. 46671; 8 — Михайлова (обнажения и скважины); 9 — скважина Мосолово (по Л. М. Бириню, 1953)



Фиг. 5. Смена осадков и связанных с ними комплексов организмов в михайловском бассейне южной части Московской синеклизы

Фауна: 1 — губки; 2 — *Syringopora*; 3 — *Gangamorphillum* и *Palaeosmilina*; 4 — другие одиночные кораллы *Rugosa*; 5 — *Lithostrotion* и *Dibunophyllum*; 6 — *Lonsdaleia* и *Corwenia*; 7 — растроподы; 8 — *Lingula*; 9 — *Schuchertella*; 10 — мелкие хонетиды (*Chonetes parvus*, *Plicochonetes*, *Paekelmannia*); 11 — крупные хонетиды (*Megachonetes*, *Davidiella*); 12 — *Striatifera*; 13 — *Semiplanus*; 14 — *Gigantoproductus*; 15 — *Productus redesdalensis*; 16 — *Pugilus*; 17 — *Antiquatonia serenensis*; 18 — *Camarotoechia pleurodon*; 19 — *Punctospirifer pectinoides*; 20 — *Davidsonina*; 21 — *Cleiothyridina*; 22 — мшанки; 23 — остракоды; 24 — трилобиты. **Породы:** 25 — пески и алевроиты; 26 — глины, обогащенные органическим веществом; 27 — глины неизвестковые; 28 — глины темные известковые; 29 — известняки с примесью глинистого материала и углестых частиц; 30 — известняки детрито-фораминиферовые; 31 — то же с банками брахиопод; 32 — известняки микростернистые ризондные; 33 — уголь; 34 — пирит; 35 — сидерит; 36 — автохтонные стигмарии; 37 — растительность мангрового типа. **Осадки:** I—II — эстуария и лагуны; III — залива; IV — близкой к берегу и тихоокеанской зоны моря; V — более удаленной от берега зоны моря; Va — отмелей, не связанных с берегом; VI — более глубоководной зоны



Фиг. 6. Схема распределения осадков и комплексов фауны в море Московской синеклизы в михайловское время

1 — области размыва; 2 — суша с накоплением осадков; границы распространения; 3 — карбонатных морских осадков; 4 — больших масс терригенного материала, 5 — терригенных осадков; 6 — чередование морских терригенных и известковых и частично прибрежно-континентальных осадков; 7 — преимущественно известковых, в начале михайловского времени также терригенные осадки; 8 — преобладание чистых известковых детрито-фораминиферовых осадков; 9 — граница распространения карбонатных морских осадков в алексинское время

Комплексы фауны: 10 — одиночные кораллы *Rugosa*; 11 — колониальные кораллы *Rugosa*; 12 — *Lingula*; 13 — другие эврибионтные брахиоподы; 14 — *Gigantoproductus*, *Semiplanus*, *Striatifera* и др.; 15 — остракоды

Черными знаками показаны эврибионтные организмы

У наиболее крупных из них (некоторые виды *Gigantoproductus*) раковины были очень толстыми — более 10 мм. Такие прочные и тяжелые раковины не только хорошо защищали мягкое тело, но и противостояли перемещению при усилении подвижности воды. Поэтому гигантопродуктусы имели широкое распространение в зонах с относительно большой гидродинамической активностью — на мелководье, удаленном от суши, в полосах течений и т. п.

Если мы обратимся к рассмотрению других организмов, то увидим, что распространение бентоса контролировалось не только грунтами и подвижностью воды. Несомненно, имели значение и другие факторы — мутность, газовый режим придонных вод, а также соленость. О первых двух факторах мы можем судить по возрастанию содержания глинистого материала, органического вещества и пирита в отложениях периферических зон бассейна. Но по обычным химическим анализам нельзя уловить каких-либо других изменений в составе более чистых известковых осадков, так как все они характеризуются высоким содержанием CaO — 53—55%; содержание MgO составляет в среднем 0,71%, а нерастворимый остаток не превышает 1,50%.

Однако при прослеживании распространения кораллов по дну древнего бассейна удастся выявить изменения в их численности, разнообразии и количественных соотношениях разных родов, которые, по-видимому, отражают изменения солености, существовавшие в море михайловского времени. Так, кораллы отсутствовали в лагунах и заливах краевой зоны моря, куда, судя по обилию терригенных осадков, поступало много речных вод. В зоне прибрежного мелководья кораллы были уже довольно многочисленны, но не разнообразны: среди колоннальных ругоз здесь преобладали *Lithostrotion*, *Lonsdaleia* были представлены 2—3 видами; среди одиночных ругоз доминировали *Dibunophyllum*. Наиболее обильны и разнообразны кораллы были в восточной части моря, где постоянно накапливались чистые известковые осадки. Здесь среди колоннальных ругоз обильны были *Lonsdaleia*, появлялись *Corwenia*; *Lithostrotion* отходили на второй план; среди одиночных кораллов преобладали *Palaesmilina*; большое распространение имели и другие кишечнополостные (хететиды и сирингопориды), а также известковые губки. Численность брахиопод в этой зоне моря была сравнительно небольшой, исключение представляли лишь *Striatifera*. Наиболее богат здесь и комплекс фораминифер (до 90 видов), среди которых появлялись представители родов *Cribrospira* и *Glomospirella*, отсутствовавшие в более западных зонах бассейна.

Такие соотношения в населении определенно свидетельствуют о том, что в восточной части моря условия обитания приближались к оптимальным. Постоянное присутствие сифонниковых водорослей *Calcifolium okense* показывает, что глубины здесь не могли быть значительными. Несомненно, однако, что здесь они были все же больше, чем в краевой зоне (см. фиг. 5, III), где чаще и резче проявлялись обмеления и где глины с мелкими брахиоподами сменялись терригенными осадками с автохтонными стигмариями — отложениями зараставшего побережья.

Если не обращать внимания на фациальные переходы, то глинистые осадки краевых лагун и заливов с характерными для них остатками мелких и тонкостенных раковин брахиопод, а иногда и трилобитов, легко принять за относительно глубоководные илы. Здесь, как и во многих других случаях, тиховодность «имитирует» глубоководность.

Рассмотренная гамма осадков и населения отражает соотношения, существовавшие в начале михайловского времени. Позже, при нарастании трансгрессии, когда, как видно из фиг. 4, б, ризоидные известняки почти исчезали, мористые фации продвигались далеко на северо-запад и

запад, перекрывая осадки краевой зоны, отложившиеся в начале михайловского времени. Но при сильных обмелениях отмели с лагунами занимали почти всю площадь водоема.

Из-за частых обмелений, зафиксированных в отложениях михайловского горизонта, сложилось представление, что михайловское море занимало меньшую площадь, чем алексинское (Швецов, 1938, рис. 19, 20). Отсюда следовал вывод, что морские карбонатные осадки михайловского горизонта должны замещаться терригенными прибрежными отложениями раньше, чем известняки алексинского горизонта (Бирин, 1938, 1953)⁶. Считалось также, что характер движений земной коры в михайловское время трудно согласовать с наличием обмена фаунами между нашим бассейном и западноевропейским, поскольку поднятие, происходившее в этот геологический момент, должно было закрыть сообщение между ними (Семихатова, 1948).

Обобщение палеонтологических данных показывает, что общий состав основных групп фауны (брахиоподы, кораллы, фораминиферы) михайловского времени был более богатым, чем в алексинское и веневское время (вследствие этого отложения михайловского времени наиболее надежно выделяются по палеонтологическим данным). Особенно интересно, что среди появившихся новых видов кораллов часты *Lonsdaleia arctica* и *Gamagorphyllum boreale*, имевшие большое распространение на Новой Земле. Они в большом количестве обитали в юго-восточной части моря Московской синеклизы, где к ним присоединялись представители рода *Kizilia*, распространенного в основном на Урале. О большом сходстве коралловых фаун Подмосковного бассейна и Великобритании было известно уже раньше (Hill, 1948; Добролюбова, 1948).

Эти факты, как и данные о широком расселении брахиопод и фораминифер михайловского времени (Раузер-Черноусова, 1948), показывают, что, несмотря на частые обмеления, море хорошо сообщалось с соседними бассейнами. По-видимому, этому способствовала значительная выровненность дна, благодаря которой после обмеления море быстро занимало прежнюю территорию и продвигалось дальше, значительно перекрывая область распространения карбонатных осадков алексинского моря (см. фиг. 6).

Следы течения, проникавшего из южного бассейна через пролив в области Брянско-Рославльского тектонического прогиба, улавливаются по распространению *Loeblichia ukrainica* и *Saccamminopsis carteri ukrainica* — типичных представителей фауны Украинско-Донецкого палеогеографического района (Атлас палеогеографических карт, 1965), которые в море Московской синеклизы обнаружены лишь вдоль западного побережья.

Осадки веневского моря⁷ очень сходны с отлагавшимися ранее в алексинском и михайловском бассейнах, но количественные соотношения типов осадков заметно изменились. Так, в южной части бассейна ризидные известняки, отвечающие обмелениям, развиты только на двух уровнях, на западе сильно сократилось количество терригенного материала, а преобладающее распространение получили известняки, сложен-

⁶ На основании таких допущений Л. М. Бирин (1938), вопреки палеонтологическим данным (Янишевский, 1935) и детальным сопоставлениям (Форш, 1935), отнесла известняки михайловского горизонта к алексинскому горизонту.

⁷ Установление верхней границы веневского горизонта в южной части Московской синеклизы, а также выделение его на остальной площади синеклизы было предметом длительной дискуссии. Нами выяснено, что всюду, за исключением района Венев — Таруса — Алексин — Калуга, к веневскому горизонту почти все исследователи относили не только отложения этого горизонта, но и фациально сходные с ними отложения вышележащего тарусского горизонта (Осипова, Бельская, 1965, 2).

ные раковинами фораминифер и остатками водорослей *Calcifolium okense* (тип I). В совокупности эти данные свидетельствуют о некотором продвижении моря на запад. В то же время в северо-западной части море отступило; судя по сокращенной мощности и резко выраженному размыву известковых осадков (Теккер, 1938), это было следствием усиления восходящих движений.

Генезис пятнистых известняков (тип III), которые М. С. Швецов считал наиболее характерными для веневого горизонта, пересматривался Л. М. Бириной (1940) и С. Г. Вишняковым (1962)⁸. Л. М. Бирина доказывала, что пятнистая текстура возникла при перемещении осадков под влиянием силы тяжести: почти не сцементированный легкий фораминиферовый осадок как бы всплывал и перемещался вверх, в позже отложившийся плотный детритово-илистый осадок. С. Г. Вишняков (1962) принимал объяснение М. С. Швецова, но считал, что более вероятной причиной образования этих известняков были моретрясения и сопровождавшие их волны, так как даже штормовые волны в современных морях на глубинах порядка 20 м не могут разрушать полужатвердевший ил.

Наши исследования показали, что пятнистые известняки не пользуются большим распространением на площади, но часты в районе Венева, где их много не только в веневском, но также в михайловском и тарусском горизонтах. Если учесть, что район Венева находится на западном ограничении древнего Рязано-Саратовского прогиба, где частые проявления землетрясений вполне вероятны, то представления С. Г. Вишнякова о генезисе этих известняков подкрепляются.

При изучении шлифов известняков веневого горизонта подтвердилось большое сходство их с отлагавшимися в алексинское и михайловское время; однако удалось заметить, что в микрослоистых, иногда несколько глинистых известняках (тип II) появляется примесь доломита. Мелкие (0,02—0,04 мм) ромбоэдри доломита то полностью прозрачны, то заключают остаточный тонкозернистый кальцит, неотличимый от кальцита, цементирующего скелетный детрит. Обычно количество доломита ничтожно (единичные зерна, рассеянные в цементе), но в некоторых разностях он составляет до 25% площади шлифа. При этом скелетные остатки остаются неизмененными — по ним доломит не развивается, и они не несут следов растворения.

Необходимо подчеркнуть, что доломит отсутствует в известняках, сложенных раковинами фораминифер и детритом водорослей *Calcifolium* (тип I), которые представляют собой осадки удаленной от берега и несколько более глубоководной зоны моря. Следовательно, слабая доломитность была свойственна известковым осадкам, несколько обогащенным глинистым материалом, тяготевшим к тиховодным периферическим частям бассейна (аналоги зоны IV михайловского времени).

Такая же приуроченность доломита была выявлена для отложений следующего, тарусского горизонта (Осипова, Бельская, 1965₂), где судя по пересчетам химических анализов, доломит составлял 5,90—8,82%, тогда как в фораминиферовых осадках восточной части бассейна его содержание не превышало 2,79%. В бассейне стешевского времени доломитообразование было еще более интенсивным: в осадках краевых лагун появились прослои и целые пласты доломитов и глинисто-доломитовых пород. Эти микрозернистые однородные осадки М. С. Швецов (1954) рассматривал как первичные хемогенные образования и одним из важных генетических признаков считал отсутствие в них органических остатков. Наши наблюдения показали, что доломиты такого типа

⁸ С. Г. Вишняков назвал их брекчиевидными известняками.

связаны постепенными переходами с доломитовыми глинами и известково-доломитовыми мергелями. При этом в осадках различного химического состава заключены разные комплексы организмов, что отражает изменения донных сообществ, связанные с колебаниями солености. Так, в хемогенных осадках, отвечающих доломиту или глинистому доломиту, встречаются только остракоды и остатки рыб, а в известково-доломитовых мергелях и глинах присутствуют брахиоподы (лингулы, хонетиды, ортотетиды, некоторые спириферы), сетчатые мшанки и остракоды. Во всех этих осадках отсутствуют или единичны фораминиферы, что свидетельствует об их большой чувствительности к повышению солености.

Возрастание содержания доломита от едва уловимой примеси в веневское время до образования целых слоев в стешевское мы связываем с аридизацией климата. О ней свидетельствует также исчезновение массовых следов зарастаний в мелководных отложениях тарусского и стешевского бассейнов: растительность мангрового типа, покрывавшая ранее побережья и отмели в серпуховское время, ютилась только местами в самой прибрежной зоне.

Необходимо подчеркнуть, что описанные изменения в составе осадков и комплексов фауны отчетливо фиксируются в периферической части бассейна. Здесь сильнее было влияние суши и ярче выступало воздействие климата, чему способствовало и усложнение рельефа дна, вызванное активизацией тектонических движений в области Воронежского свода (Осипова, Бельская, 1965₂). Но изменения осадков и фауны почти неуловимы в отложениях открытой части моря, где продолжали отлагаться чистые известковые органогенные осадки, а комплекс организмов был очень сходным с населявшим эту зону в окское время. Он состоял из организмов, не переносивших отклонений солености и газового режима от нормальных, а также увеличения мутности вод, — различных кишечнотел (хететиды, многие колониальные *Rugosa* и *Tabulata*), фораминифер, известковых губок, немногих брахиопод (*Striatifera* и ряд видов *Gigantoproductus*), а также водорослей *Calcifolium okense*. Близкие условия существовали также в полосе течений, которые, даже проходя близко от берега, создавали оптимальные условия обитания для организмов, чувствительных к отклонениям факторов среды.

ПРОТВИНСКОЕ ВРЕМЯ

Отложения протвинского горизонта, которым заканчивается разрез визе-намюра в Московской синеклизе, представлены почти исключительно карбонатными породами. Среди них преобладают известняки, на северо-западе значительно распространены и доломиты. Один из слоев, залегающих в основании протвинского горизонта, описан С. Г. Вишняковым (1956) под названием доломита с червеходами («водорослевый горизонт»); он рассматривается как типичный седиментационный доломит (Страхов, 1956).

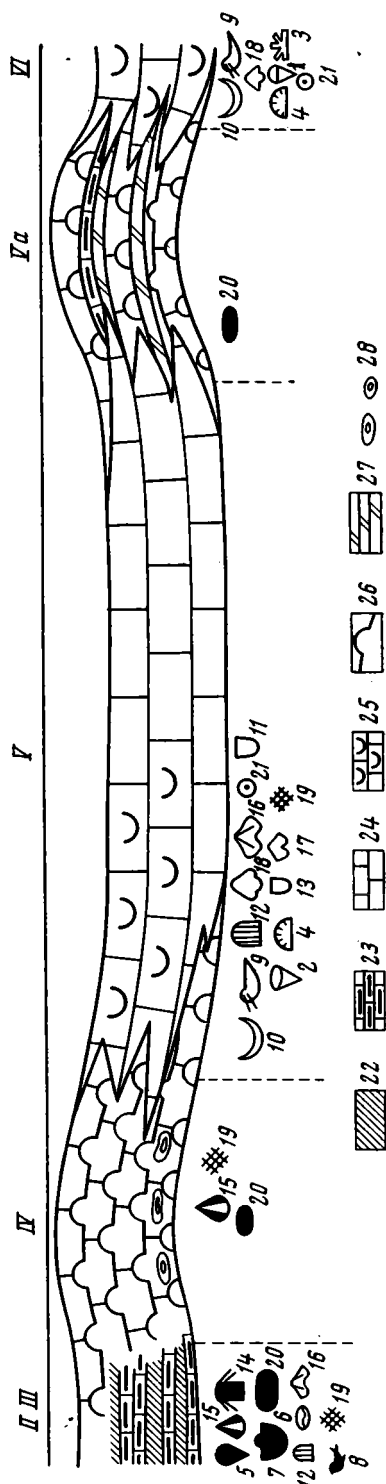
В южной части бассейна такого выдержанного слоя доломита нет, но ему по времени соответствуют тоже крайне мелководные водорослевые образования, местами сильно окремненные. Они разнообразны по форме, но вследствие плохой сохранности, свойственной синезеленым водорослям, еще мало изучены. Известны мелкие (доли сантиметра) *Osagia*, волнисто-микрослоистые и «узорчатые» строматолиты, фарфоровидные микрозернистые известняки с тончайшими извилистыми канальцами и др. М. С. Швецов (1948), установивший большое развитие водорослей, писал, что в протвинское время происходила «...неоднократная резкая смена условий, в результате которой дно моря то становилось областью развития обильной и разнообразной животной жизни, то на обширных пространствах затягивалось почти сплошным покровом

известковых водорослей» (стр. 150).

Наши наблюдения показывают, что синезеленые водоросли длительно существовали на отмелях и наиболее мелководных участках бассейна, где их рост часто прерывался осушениями, мелкими размывами, а также отложением микрозернистых доломитовых осадков. Кроме водорослей, в этих условиях существовали лишь немногие наиболее выносливые организмы—остракоды, единичные мшанки и один вид брахиопод—*Camartoechia pleurodon* (фиг. 7). По литологическим и текстурным особенностям строматолитовые слои протвинского горизонта близки к описанным из отложений среднего и верхнего карбона Московской синеклизы (Хворова, 1953) и поразительно сходны с аналогичными образованиями из триаса Альп, которые также несут следы осушения (трещины высыхания) и содержат прослои доломита (Fischer, 1964).

Принимая во внимание широкое распространение строматолитов синезеленых водорослей в отложениях литорали кайнозойских морей аридной зоны (Геккер, Осипова, Бельская, 1962; Головин, Шмаринович, 1959), а также в современных пересоленных лагунах (Taylor, 1954), ассоциацию строматолитов синезеленых водорослей с микрозернистыми доломитами следует рассматривать как характерную для крайних мелководных отложений морей аридной зоны и пользоваться ею как индикатором для установления такой обстановки.

На схеме, отражающей смену осадков в южной части протвинского моря, водорослевые биогермы показаны в самой мелководной прибрежной зоне, а также на отмелях, удаленных от берега (см. фиг. 7). Таким образом, по своей фациальной приуроченности они



Фиг. 7. Смена осадков и связанных с ними комплексов организмов в протвинском бассейне южной части Московской синеклизы. Фигуры: 1 — *Palaeosmilia*; 2 — другие одиночные кораллы *Rugosa*; 3 — *Lithothroiti*; 4 — *Lonsdaleia* и *Corwenia*; 5 — *Lingula*; 6 — *Schizophoria*; 7 — *Chonetes* *praeorbiferus* и *Ch. dalmanianus*; 8 — *Fluctuaria*; 9 — *Striatifera*; 10 — *Gigantoproductus*; 11 — *Pugilus*; 12 — *Antiquatonia* (разные виды); 13 — *Dictyoclostus*; 14 — *Camartoechia* *pleurodon*; 15 — *E. pleurodon*; 16 — *Fusella*; 17 — *Syringothyrus*; 18 — *Cleiothyridina*; 19 — мшанки; 20 — остракоды; 21 — членики криноидей. Горизонты: 22 — глины; 23 — глинистые известняки; 24 — детритовые и детрито-фораминиферовые известняки; 25 — то же с банками брахиопод; 26 — известняки, сложенные остатками синезеленых водорослей; 27 — доломиты; 28 — кремни. Осадки: II, IV — лагуны и близкой к берегу части моря; V — более удаленной от берега зоны моря; VI — не связанной с берегом отмелей, VI — более глубоководной зоны.

резко отличаются от сифонниковой водоросли *Calcifolium*, широко распространенной в более глубоководных детрито-фораминиферовых осадках окских морей. В сходных осадках они встречались и в протвинском море, но уже крайне редко. В протвинском море фораминиферы и кораллы населяли только те зоны, где доломитовые осадки не отлагались, и условия приближались к оптимальным. Крупные брахиоподы (гигантопродуктусы и стриастиферы) на известково-детритовых осадках часто образовывали поселения типа банок (см. фиг. 7). В более поздние моменты протвинского времени (отложения которого на юге синеклизы подверглись сильному размыву) богатая донная фауна брахиопод, кораллов, хететид и др. существовала в северо-западной части бассейна (Янишевский, 1935; Соколов, 1939; Геккер, 1940).

Для выяснения общего характера протвинского моря существенно, что среди его населения появились формы, широко распространенные в это время в морях всего мира (*Gigantoproductus edelburgensis*, *Striatifera magna* и др.). Их расселение на большой площади протвинского моря свидетельствует о хорошем сообщении с соседними морями. Это обстоятельство, а также резкое ослабление сноса терригенного материала, по сравнению со стешевским временем (Осипова, Бельская, 1965₂), указывает на нарастание нисходящих движений в середине протвинского времени.

Терригенные осадки с характерным для краевой зоны моря комплексом мелких брахиопод (*Lingula*, *Samarotoechia*, хонетиды и др.), остракод и мшанок обнаружены нами лишь в одном разрезе юго-западной части синеклизы (с. Кременское). Такое ограниченное распространение отложений краевых лагун, по-видимому, было связано не только с трансгрессией моря, но и со значительным выравниванием рельефа дна, который характеризовался большой сложностью в предшествующее стешевское время, когда лагуны занимали обширные участки на юге и западе бассейна (Осипова, Бельская, 1965₂, фиг. 2).

Изложенные данные показывают, что протвинский этап развития бассейна не был возвращением к однообразным устойчивым условиям, аналогичным условиям окского времени, как это представлялось ранее (Швецов, 1948; Бирина, 1953). К такому выводу не только литологи, но и многие палеонтологи пришли потому, что основное внимание всех исследователей было обращено на *четыре сходства* (широкое распространение окских элементов фауны, близкие типы известняков и т. п.), но малое значение придавалось *изменениям* в составе осадков (доломитность) и населения побережий — например, полному исчезновению остатков корневой системы растений мангрового типа, массовому развитию водорослей, резкому сокращению количества органического углерода в осадках. Последнее М. С. Швецов (1948) объяснял тем, что бассейн стал подвергаться полной аэрации, уничтожавшей все органические вещества. Мы же связываем это с дальнейшей аридизацией бассейна, при которой вообще сократилось поступление органического вещества, продуцированного высшей растительностью; на побережьях и отмелях уже не возникали заросли типа мангр, а существовали лишь синезеленые водоросли и отлагались доломитовые осадки. При осушениях эти крайне мелководные образования подвергались растрескиванию и разрушению.

Как известно, вывод о засушливости климата в конце рассматриваемого времени был сделан значительно раньше на основании большого распространения доломитов в северной части Русской платформы (Страхов, 1945; Швецов, 1954). Приведенные выше данные позволяют уловить самую начальную стадию аридизации климата, когда степень доломитности была еще ничтожна (веневское время), а также и ее постепенное дальнейшее нарастание, приведшее к образованию пластовых доломитов.

Очень большой интерес представляет то, что в глинистых осадках веневского и тарусского бассейнов И. Д. Зхусом (1966) было отмечено почти постоянное присутствие единичных волокон магнезиального силиката (палыгорскита?), что не вязалось с представлением о гумидном климате. Поэтому И. Д. Эхус пытался объяснить появление магнезиального минерала воздействием подземных вод, обогащенных магнием.

Теперь мы видим, что примесь магнезиального силиката в глинах и доломитность в мелководных известковых осадках появились одновременно, а в конце стешевского времени произошло уже образование целых слоев палыгорскитовых глин (Зхус, 1954, 1966).

Как следствие аридизации климата мы рассматриваем также значительное увеличение — начиная с тарусского времени — содержания полевых шпатов (7—25%) и малоустойчивых минералов в терригенных породах северо-западной части бассейна (Вишняков, 1955; Гордон, 1957). Об аридизации климата свидетельствуют также изменения содержания Al_2O_3 и TiO_2 в глинах из разных горизонтов визейских отложений Московской синеклизы. Опираясь на выявленную ранее закономерную связь периодических изменений в содержании Al_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 со сменой климатических условий (Ронов и Мигдисов, 1960; Мигдисов, 1960), мы установили, что в глинах тульского и окского надгоризонтов содержание Al_2O_3 и TiO_2 близко к характерному для гумидных зон (Al_2O_3 — 20,53, TiO_2 — 1,04%), тогда как глины тарусского и стешевского горизонтов по этим показателям должны считаться типично аридными: Al_2O_3 14,74—15,02%; TiO_2 0,45—0,35%.

Необходимо отметить, что изменения климата, происходившие в конце визе и начале намюра, не были учтены Л. М. Бириной (1965) в ее обобщающей статье о карбонатном осадконакоплении в средне- и позднепалеозойских бассейнах центральной части Русской платформы. Для раннекаменноугольных осадков это можно объяснить тем, что Л. М. Биринина имела лишь небольшой материал по отложениям верхних горизонтов (тарусский — протвинский) и поэтому сочла все доломиты за поздние (эпигенетические) образования.

Доломиты такого типа действительно существуют⁹; как правильно отметила Л. М. Биринина (1953), в них, несмотря на доломитизацию, можно четко различить обычные окские известняки — органогенно-детритусовые, содержащие кораллы и другие остатки фауны. Но доломитовые осадки другого типа, содержащие обедненный комплекс фауны, были давно описаны в отложениях верхнего девона, среднего и верхнего карбона и перми, причем была выявлена связь этих комплексов с повышением солености вод бассейнов. Однако все данные о доломитах, а также о галогенных осадках Л. М. Биринина полностью исключила из рассмотрения и вследствие этого пришла к ошибочному заключению, что изменения состава породообразующих компонентов карбонатных осадков во времени (поздний девон — поздняя пермь) определялись лишь изменениями древнего рельефа. Тот же фактор, по ее мнению, контролировал расцвет и угасание фауны, населявшей палеозойские моря.

Эти заключения Л. М. Бириной совершенно не согласуются с результатами детальных палеоэкологических исследований, выполненных по отложениям девона, среднего и верхнего карбона и перми (Геккер, 1954; Хворова, 1953; Иванова, 1958; Форш, 1955), а также с материалами по раннему карбону, изложенными в настоящей статье и других публикациях (Осипова, Бельская, 1965₂ и др.).

Очевидно, что принятый Л. М. Бириной (1965) крайне упрощенный подход не позволяет решать даже в первом приближении вопросы о фак-

⁹ Они рассматриваются нами в особой статье, подготовленной к печати.

торах, определяющих изменение карбонатонакопления и существование фаун древних морей.

Опыт работы Лаборатории палеоэкологии морских фаун Палеонтологического института АН СССР показывает, что к разрешению таких вопросов можно подойти лишь при разностороннем (палеоэкологическом, литологическом и геохимическом) изучении осадочных толщ и заключенных в них остатков древних организмов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. М.—Л., 1932. Атлас палеогеографических карт СССР. Каменноугольный период. Под ред. О. Л. Эйнора. Киев — Ленинград, 1965.
- Бирина Л. М. К петрографической характеристике алексинской, михайловской и веневской толщ окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна и некоторые данные по западному крылу. В кн. «Петрография углей и известняков Подмосковского бассейна». М.—Л., 1938 (Тр. ВИМС, вып. 119).
- Бирина Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна. В кн. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М.—Л., 1940 (Тр. ВИМС, вып. 163).
- Бирина Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. М., 1941. (Тр. ВИМС, вып. 168).
- Бирина Л. М. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы.— Тр. Моск. фил. Всесоюз. нефт. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та, вып. 1, 1949.
- Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). М.—Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Бирина Л. М. Влияние древнего рельефа на состав карбонатных осадков средне- и верхнепалеозойских бассейнов в центральной части Русской платформы.— В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». М., «Наука», 1965.
- Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. В кн. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М.—Л., 1940 (Тр. ВИМС, вып. 163).
- Викуллова М. Ф. Условия образования глин нижнего карбона Подмосковского бассейна, связанных с углем.— В кн. «Международ. геол. конгресс, 17-я сессия. Тезисы докладов», М.—Л., 1937.
- Вишняков С. Г. Литология карбонатных и залегающих между ними песчано-глинистых пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна.— Тр. Воронежского гос. ун-та, т. 39, 1955.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». М. Изд. АН СССР, 1956 (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4).
- Вишняков С. Г. Конгломерато-брекчиевые известняки взмучивания (брекчиевидные известняки).— Изв. высш. учеб. зав., Геология и разведка, № 6, 1962.
- Геккер Р. Ф. К постановке палеоэкологического изучения нижнего карбона Ленинградской области. Материалы по региональной и прикладной геологии Ленингр. обл. и Карельской АССР. Сб. 2, Ленингр. геол. трест, М.—Л., 1938.
- Геккер Р. Ф. Палеоэкология нижнего карбона. Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции 1934—1936 гг.— Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 9, вып. 4, 1940.
- Геккер Р. Ф. Сопоставление разрезов восточной и западной половин Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. 1-2. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Глико О. А. Дельтовые и прибрежно-морские отложения Тульского горизонта Подмосковского бассейна.— В кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., Изд. АН СССР, 1963.
- Головин Е. А., Шмаринович Е. М., К стратиграфии палеогеновых отложений, северо-западного склона Чаткальского хребта.— Узб. геол. журн., № 3, 1960.
- Гордон М. Г. Минералого-петрографические коррелятивы нижнекаменноугольных отложений северо-западного крыла Подмосковной котловины.— Докл. АН СССР, т. 113, № 5, 1957.
- Добролюбова Т. А. Изменчивость кораллов филогенетического ряда *Dibunophylum bipartitum* (McCoy) — *Caninia okensis* Stuck. Изв. АН СССР, сер. биол. № 12, 1948.

- З хус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковного бассейна.— Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.
- З хус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.
- И в а н о в а Е. А. Развитие фауны в связи с условиями существования. Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Кн. 3. М., Изд. АН СССР, 1958 (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 69).
- И в а н о в а Е. А. О путях развития палеоэкологии в СССР.— Палеонтолог. журнал, № 2, 1959.
- К о р ж е н е в с к а я А. С. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. М., Гостоптехиздат, 1941.
- К о р ж е н е в с к а я А. С., Шульга В. Ф., Виноградов Б. Г. и др. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- К о т л у к о в В. А. Значение и методы построения реконструкций палеорельефа суши платформенных областей.— В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., «Недра», 1964.
- К о т л у к о в В. А., Виноградов Б. Г., Волков К. Ю. Угленосные отложения. История геологического развития.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- М а к с и м о в а С. В. Фациально-экологическая характеристика продуктивной толщи Сызранского района.— Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 5, 1955.
- М и г д и с о в А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления.— В кн. «Химия земной коры», т. 1. М., Изд. АН СССР, 1963.
- М и х а й л о в а Е. В. О применении палеогеографического и фациального методов для выяснения перспектив угленосности южного крыла Подмосковного бассейна.— Тр. Лаб. геологии угля АН СССР, вып. 6, 1956.
- Н е ч и т а й л о С. К., Хохлов П. С., Педашенко А. И. и др. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазосности. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- О с и п о в а А. И., Бельская Т. Н. О веневском горизонте южного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. высш. учебн. зав. геология и разведка, № 11. 1965.
- О с и п о в а А. И., Бельская Т. Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне.— Литология и полезные ископаемые, № 5, 1965.
- П и с т р а к Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 111, геол. сер. (№ 39), 1950.
- П у с т о в а л о в Л. В. Генезис липецких и тульских руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковного бассейна.— Тр. Всесоюзн. геол. развед. объединения, вып. 285, М.—Л., 1933.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковного бассейна по фауне фораминифер.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 62, геол. серия (№ 19), 1948.
- Р о н о в А. Б., Мигдисов А. А. Соотношение, кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле.— В кн. «Международ. геол. конгресс. 21-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 1. Геохимические циклы». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- С а р ы ч е в а Т. Г. О брахиоподовой фауне некоторых мелководных отложений нижнего карбона Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, сер. биол., № 1, 1940.
- С а р ы ч е в а Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктив (роды Dictyoclostus, Pugilis и Antiquatonia).— Тр. Палеонтол. ин-та, АН СССР, т. 18, 1949.
- С е м и х а т о в С. В. Миграции спириферид нижнего карбона Подмосковной котловины.— Сов. геология, сб. 28, 1948.
- С о к о л о в Б. С. Роль кораллов Rugosa и Tabulata в стратиграфии нижнего карбона Подмосковного бассейна (северное крыло).— Докл. АН СССР, т. 25, № 2, 1939.
- С т р а х о в Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое на северо-западе Евразии.— Сов. геология, сб. 6, 1945.
- С т р а х о в Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В кн. Типы доломитовых пород и их генезис. М., Изд. АН СССР, 1956 (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4.)
- С т р а х о в Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. АН СССР, 1954.
- С т р а х о в Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А., Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд. АН СССР, 1959. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23).
- Ф о м и н а Е. В. К вопросу о приуроченности верхне- и нижнетульских комплексов фораминифер к различным карбонатным фациям тульского горизонта Подмосковного бассейна.— В кн. Вопросы микропалеонтологии, вып. 3, 1960.
- Ф о р ш Н. Н. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы С₁.— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеодез. треста, № 2—3 (7—8), 1935.

- Ф орш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус.— Тр. Всесоюз. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 92, 1955.
- Х в о р о в а И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы, кн. 2. М., Изд. АН СССР, 1953 (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 43).
- Ш в е ц о в М. С. Общая геологическая карта европейской части СССР, лист 58, северо-западная четверть листа. М., 1932 (Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 83).
- Ш в е ц о в М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху.— Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 12, 1938.
- Ш в е ц о в М. С. Каменноугольная система. Нижний и средний карбон.— В кн. «Геология СССР», т. 4, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1948.
- Ш в е ц о в М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Ш в е ц о в М. С., Б и р и н а Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов — Алексин.— Тр. Моск. геол. треста, вып. 10, 1935.
- Ш у л ь г а В. Ф. Особенности строения и угленосности сталингорского горизонта Алексинского углепромышленного района.— Тр. Лаб. геологии угля АН СССР, вып. 6, 1956.
- Я н и ш е в с к и й М. Э. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области.— Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, № 2—3 (7—8), 1935.
- Field R. M. Geology of the Bahamas.— Bull. Geol. Soc. America, vol. 42, 1931.
- Fischer A. G. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Symposium on cyclic sedimentation.— Kansas Geol. Surv., Bull. 169, vol. 1, 1964.
- Hecker R. Th. Introduction to paleoecology. New York, 1965.
- Hill D. The distribution and sequence of Carboniferous coral faunas.— Geol. Mag., vol. 85, N 3, 1948.
- Taylor W. R. Sketch of the character of the marine algal vegetation of the shores of the Gulf of Mexico.— Fisch. Bull. U. S. Fisch. and Wildlife Serv., N 89, 1954.

Палеонтологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.V.1967

УДК 550.422 : 553.637

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ГИПЕРГЕННОГО БОРА И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГАЛОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА

А. А. ОЗОЛ

1. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КИСЛОРОДНЫХ СОЕДИНЕНИЙ БОРА

В гипергенных условиях бор встречается главным образом в виде кислородных соединений. Соединения бора в водных растворах представлены в основном борными кислотами — ортоборной и другими, образующимися путем ее полимеризации с последующим отщеплением молекул воды; образование полиборных кислот, по данным А. О. Кешана (1955), происходит при повышении концентрации бора в растворе. Борные соединения в галогенных отложениях представлены преимущественно разнообразными боратами — солями орто-мета- и полиборных кислот, причем главную массу первичных минералов составляют магниевые бораты.

Особенности гипергенной миграции бора, его способность к рассеянию или концентрации находятся в зависимости от химических свойств кислородных соединений бора, среди которых определяющую роль играет их растворимость. Соединения бора с магнием и кальцием характеризуются малой растворимостью, соединения же со щелочными металлами — хорошо растворимы. Ионы магния и кальция могут снижать содержание бора в водах до сотых и тысячных долей процента. Поэтому они, как отмечает М. Г. Валяшко (1953, 1960), должны рассматриваться в качестве ионов осадителей для борат-ионов. Широкая распространенность ионов магния и кальция ограничивает накопление бора в природных водах сульфатного и хлоридного типов сотыми долями процента. С другой стороны, в щелочных (содовых) водах, в которых ничтожно содержание магния и кальция, можно ожидать более высоких концентраций бора.

И действительно, исследования В. В. Красинцевой (1960) минеральных вод из различных районов СССР показали, что в гидрокарбонатных кальциево-магниевых водах бор отсутствует, а повышенные его содержания (более 10 мг/л) чаще всего наблюдаются в хлоридно-натриевых водах. Аналогичная картина отмечена А. И. Мун, Р. Е. Жайминой и А. Б. Бехтуровым (1964) для соляных озер Казахстана, где наименьшее количество бора обнаруживается в хлор-кальциевых озерах, а максимум отношения $B \cdot 10^{-4} / \Sigma \text{ сол.}$ приходится на гидрокарбонатно-натриевые рассолы.

Осаждающее действие катионов магния и кальция на ионы бора в различной физико-химической обстановке проявляется неодинаково. Повышенное содержание в растворе аниона SO_4^{2-} в значительной мере увеличивает осаждающую роль магния и кальция.

Очевидно, именно этим и объясняется постоянная приуроченность повышенных содержаний бора к пластам и прослоям ангидритов, ангидрит-галитовых, кизеритовых и галит-кизеритовых пород, залегающим в соленосных отложениях ряда провинций СССР и зарубежных стран.

Повышенные концентрации хлоридов магния и кальция, напротив, обладают способностью понижать осаждающую роль этих металлов и поэтому не уменьшают растворимость боратов, а скорее повышают ее (Валяшко, 1960). Вот почему в условиях морских солеродных бассейнов, несмотря на наличие в растворе значительного количества ионов магния и отчасти ионов кальция, в процессе испарения морской воды не наблюдается выделений бора в твердую фазу при достижении содержания значительно выше равновесного для кристаллизации соответствующих боратов.

Наряду с борат-ионами, в природных водах содержится бор, поглощенный глинами. По данным А. П. Виноградова (1957), на сорбцию бора почвами из растворов мало влияют различные катионы и органическое вещество. Исключение представляет кальций, который значительно повышает фиксацию бора почвами. Отсюда следует, что в щелочных водах, где очень мало кальция, сорбция бора почвами проявляется слабо. Очевидно, эта закономерность справедлива и в отношении сорбции бора глинами. По данным В. А. Полякова и др. (1963), бор в форме H_2BO_3 сорбируется осадком $Fe(OH)_3$ в интервале $pH=4-7$. При $pH=7$ сорбция уменьшается, достигая 3—5% при $pH \geq 11-12$.

2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ПОРОДАХ И ВОДАХ

Весовой кларк бора в литосфере равен 0,0003%, — такой же, как у молибдена, таллия или урана, и меньше, чем у бериллия, скандия или германия, т. е. бор относится к числу малораспространенных элементов.

Анализ распределения бора в различных по составу горных породах и по различным регионам позволяет наметить определенные закономерности. Для магматических пород отмечается некоторое увеличение среднего содержания бора от ультраосновных пород через основные к средним и кислым (Виноградов, 1962; Хардер, 1965). Исключение составляют магматические породы Урала, где, как свидетельствуют данные В. В. Мельниченко (1957), В. Л. Барсукова и Г. Е. Курильчиковой (1957), Р. В. Гетлинг и Е. Н. Сазиновой (1958), В. А. Дунаева (1959), А. Е. Лисицына (1963), А. С. Варлакова и М. Ф. Жужговой (1964), содержание бора в основных и ультраосновных породах по сравнению с другими регионами повышено в несколько раз, а то и на целый порядок.

При выветривании магматических пород часть бора переходит в раствор. Об этом свидетельствует повышенное содержание бора в почвенных и грунтовых водах, залегающих на борсодержащих магматических породах, и в речных водах, их дренирующих. В зависимости от петрографического состава магматических пород в раствор переходит различное количество бора. При выветривании основных и ультраосновных пород бор попадает в поверхностные и подземные воды в виде истинного раствора. При выветривании же кислых пород (гранитов, гранодиоритов и др.) значительная часть бора остается в серицитах и турмалинах и оказывается в составе осадочных пород (Хардер, 1965).

Особо благоприятные условия для выщелачивания и перехода бора в раствор создаются при выветривании эффузивных пород, что связано с изменением координационного числа бора в лавах при понижении температуры. Как отмечает Н. В. Белов (1954), при высоких температурах бор в лавах находится в координации 3, но при низких температурах

значительная его часть переходит в координацию 4. Бор, переходя при понижении температуры из координации 3 в координацию 4, покидает плоскость кислородного треугольника, но не успевает приблизиться к четвертому атому кислорода, в результате чего создаются неуравновешенные ионы, слабые участки, через которые и действуют слегка активированные водные растворы с постепенным выносом всего бора. Очевидно, наиболее интенсивно бор будет выноситься при выветривании лав (как химическом, так и физическом).

Среди осадочных пород наибольшее количество бора содержат глины. Содержание бора в карбонатах, сульфатах и особенно каменной и калийных солях значительно ниже. Так, например, концентрация бора в глинах и аргиллитах кунгурского яруса Приуралья, по данным А. А. Оборина и И. Э. Залкинда (1964), достигает 0,041%, в соляных глинах вдвое выше — 0,0825%; концентрация бора в глинах и аргиллитах кунгурского яруса Северного Прикаспия, по нашим данным, около 0,040%. Содержание же бора в каменной соли Приуралья, по данным тех же авторов, составляет 0,0004%, в калийных солях — 0,0006%; содержание бора в каменной и калийных солях Северного Прикаспия разное 0,0025%.

Содержание бора в глинах зависит от солености воды, размера частиц глин и их минерального состава (Heide, Thiele, 1958; Ernst, Kreicigraf, Werner, 1958; Landergren, 1959; Ernst, Werner, 1960; Eager, 1962; Walker, 1963; Хардер, 1965):

а) соляные глины содержат бора значительно больше (0,12—0,22%), чем обычные морские (0,0л%) или пресноводные (0,00л%);

б) большая часть бора (до 90%) связана с тонкодисперсными фракциями ($<0,015$ м); незначительные изменения в размере частиц могут привести к значительному повышению или снижению содержания бора;

в) главным носителем бора являются иллиты (гидрослюды). Монтмориллонит, каолинит и хлорит обычно содержат бора на порядок меньше, чем иллиты.

Гольдберг и Аррениус (Goldberg, Arrhenius, 1958) полагают, что в глинистых минералах бор изоморфно замещает в тетраэдрических позициях кремний. Г. Хардер (1965) считает, что бор в глинистых минералах изоморфно замещает алюминий в комплексах с координационным числом 4 или 6; последние у иллитов особенно малы и, следовательно, с точки зрения структуры для включения бора особенно благоприятны. Нахождение бора в тетраэдрической координации экспериментально доказано Стубиканом и Роем (Stubican, Roy, 1962). Исследования Фридериксона и Рейнольдса (Frederickson, Reynolds, 1960) показали, что бор очень прочно закреплен в кристаллической решетке глинистых минералов и совершенно не удаляется при различных видах химической обработки.

Наряду с изоморфным бором, прочно закрепленным в кристаллической решетке глинистых минералов и нерастворимый в воде и кислотах, в глинистых частицах присутствует сорбированный — водо- и кислоторастворимый бор. Наличие в глинах сорбированного бора отмечали еще Гольдшмидт и Ландергрен (Landergren, 1958), которые считали, что обогащение бором глинистых осадков происходит за счет адсорбции его из морской воды. По данным Ю. В. Морачевского (1939), в глинистых прослойках из соляных отложений Верхнекамского месторождения на долю бора в нерастворимом остатке приходится около 15% от общего количества бора, в то время как на долю бора в водной и солянокислой вытяжках — более 85%, что свидетельствует о явном преобладании в соляных глинах сорбированного бора.

В известняках и мергелях концентрация бора пропорциональна доле глин; в кристаллах карбонатов бор не обнаруживается. Чистые сульфа-

ты, по-видимому, лишены бора; во многих ангидритах и гипсах бор не обнаружен. Содержание бора в чистой каменной и калийных солях так же, как в карбонатах и сульфатах, очень низкое и повышается по мере увеличения в них глины (Хардер, 1965). Последнее отчетливо видно на примере Верхнекамского месторождения, где бор в солях находится только в незначительном в воде остатке (Морачевский, 1939).

Таким образом, основным носителем бора, рассеянного в осадочных породах, являются глинистые минералы, в первую очередь — иллиты, которые, по образному выражению Г. Хардера, представляют собой величайший геохимический резервуар для бора.

Содержание бора в морской воде составляет в среднем $4,6 \text{ мг/л}$, отношение $\text{B/Cl} = 2,4 \cdot 10^{-4}$ (Виноградов, 1944). Содержание бора в речных водах значительно ниже и варьирует от тысячных до десятых долей миллиграмма на литр. По данным Г. С. Коновалова (1959), в водах крупнейших рек СССР содержание бора обычно колеблется от $0,005$ — $0,01 \text{ мг/л}$ (Нева, Печора, Колыма, Камчатка, Амур) до $0,05$ — $0,1 \text{ мг/л}$ (Ю. Буг, Дон, Кура, Терек, Волга, Урал, Сыр-Дарья) и более. Содержание бора в речных водах находится в зависимости от состава размываемых ими пород, климатических условий и т. д. Воды рек, размывающих борсодержащие магматические породы горных и предгорных областей, характеризуются относительно повышенной концентрацией бора — до 8 мг/л . Воды рек, находящихся на территории аридных областей, также обладают сравнительно повышенным содержанием бора — до $2,1$ — $3,5 \text{ мг/л}$, например рр. Эмба, Сагиз. Аналогичная картина наблюдается для почвенных и грунтовых вод, где содержание бора может достигать десятков миллиграммов на литр. Высокое содержание бора характерно для межпластовых вод, распространенных в пределах межгорных впадин и краевых прогибов, особенно для встречающихся там вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типа. Содержание в них бора варьирует от $4,5$ до 1614 мг/л (Щербakov, 1961; Крайнов и др., 1964).

Таким образом, содержание бора в речных, почвенных и грунтовых водах из районов развития борсодержащих магматических пород, а также с территорий аридных областей сопоставимо с содержанием бора в морской воде; содержание бора в межпластовых водах межгорных впадин и краевых прогибов бывает даже выше, чем в морской воде.

Весьма существенно, что отношение B/Cl в водах суши по сравнению с морскими на порядок выше, на что впервые обратил внимание Г. Хардер (1965). Основываясь на данных О. А. Алекина (1959) и Г. С. Коновалова (1959) по содержанию хлора и бора в речных водах СССР, нетрудно подсчитать, что отношение B/Cl в них в среднем составляет $13 \cdot 10^{-4}$, по Азово-Черноморскому и Арало-Каспийскому бассейнам — $20 \cdot 10^{-4}$. Отношение B/Cl в межпластовых водах так же, как и в поверхностных, обычно на порядок больше, чем в морской воде, что Г. Хардер (1965) объясняет освобождением бора из осадочных пород при их метаморфизме. Повышенное отношение B/Cl в водах суши по сравнению с морскими имеет большое геохимическое значение.

3. БОР В ГАЛОГЕННОМ ПРОЦЕССЕ

Несмотря на относительно низкое содержание бора в литосфере и гидросфере, его концентрация в галогенно-осадочных месторождениях достигает нескольких процентов. Следовательно, для образования месторождений бора необходима его концентрация порядка $10\,000$ раз. Ни одному из химических элементов не требуется такого интенсивного концентрирования для образования осадочного месторождения, как бору. Это обстоятельство является специфической особенностью рудо-

образования бора в галогенных толщах, обуславливающей уникальность крупных промышленных месторождений боратов галогенно-осадочного типа.

Как показали исследования Я. Г. Вант-Гоффа (1936), продолженные А. В. Николаевым (1947), бораты выделяются в эвтоническую стадию морского галогенеза совместно с карналлитом, бишофитом, кизеритом и галитом. Работами М. Г. Валяшко (1953, 1960, 1962) на основании опытов с эвтонической рапой подтвержден вывод Я. Г. Вант-Гоффа о кристаллизации бора из эвтонических рассолов в виде эвтонического бората $3\text{MgB}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot (22-23) \cdot \text{H}_2\text{O}$, который в процессе диагенеза превращается в борацит. По его мнению, значительная (если не главная) часть бора на одной из бороносных солянокупольных структур сосредоточена в сильвинит-полигалитовой толще в виде калиборита, но последний рассматривается как продукт последовательных превращений эвтонического бората (или борацита) за время от нижней перми до третичного периода, когда месторождение от первично отложенного переходило в соляной купол. Однако М. Г. Валяшко не отрицает возможности выделения некоторого количества калиборита несколько ранее — в области кристаллизации карналлита. На аналогичных позициях стоит С. С. Коробов (1963), по мнению которого бороносные соли являются типичными эвтоническими образованиями, а эволюция боратов связана с процессами течения солей к сводам соляной структуры.

С другой стороны, исследованиями Я. Я. Яржемского (1958) показано, что бораты образуются на разных этапах галогенного осадкообразования — в гипс-ангидритовых породах, в галопелитах, сильвинит-полигалитовых и карналлитовых породах и т. д. По данным В. В. Лобановой (1958), в соляных породах образование такого распространенного бората как борацит вовсе не приурочено к эвтонике, а может происходить на более ранней стадии — при отложении ангидритовой породы и каменной соли.

Образование акцессорных боратов на разных стадиях галогенного процесса наблюдается во многих солянокупольных структурах Приуралья, где желваки и включения боратов встречаются не только в калийной соли, но и в ангидритовой породе.

Вместе с тем нельзя не отметить, что на многих месторождениях калийных солей — на Озинском, Быковском и ряде других — бораты отлагались в очень малых количествах или не отлагались совсем, даже в эвтоническую стадию, несмотря на присутствие карналлита, кизерита и бишофита.

Все это однозначно свидетельствует о том, что в солеродные бассейны в одних случаях поступали дополнительные количества бора, а в других, наоборот, действовали агенты, снижающие концентрацию бора в рапе. Одним из дополнительных источников поступления бора в солеродные бассейны являются поверхностные и подземные воды суши.

4. РОЛЬ ВОД СУШИ В ПИТАНИИ БОРОМ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Как известно, накопление солей в солеродных бассейнах периодически сменялось отложением карбонатного, карбонатно-терригенного и терригенного материала. Последнее связано с питанием солеродных бассейнов водами, поступавшими как с моря, так и с суши.

Питание кунгурских солеродных бассейнов в значительной мере осуществлялось за счет поверхностных и подземных вод, поступавших с Урала. Об этом свидетельствует и состав терригенного материала, и распределение малых элементов в отложениях кунгурского яруса Приуралья.

В отличие от областей развития осадочных пород, где формируются сульфатные воды, в областях развития магматических пород возникают щелочные (содовые) воды (Страхов, 1962), в которых параллельно с засолением растет щелочность; содержание же ионов магния и кальция резко падает, а следовательно, возможны наиболее высокие концентрации бора. Так как сорбция бора глинами в щелочных водах проявляется слабо, то преобладающая часть бора в них находится в виде истинного раствора. Естественно, что чем выше максимальная возможность концентрации бора в данном типе вод, тем большие количества бора могут быть перенесены этими водами.

Характерной особенностью Уральской геохимической провинции является, во-первых, широкое развитие основных и ультраосновных изверженных пород и, во-вторых, повышенное содержание в них бора. При их выветривании освобождались и поступали в воды суши в виде истинного раствора значительные количества бора, которые могли переноситься и переносились в действительности с водосборных площадей в солеродные бассейны.

Поступление в солеродные бассейны Приуралья борсодержащих растворов с Урала подтверждается снижением содержания бора в отложениях кунгурского яруса в направлении с востока на запад, как это следует из данных В. И. Гуревич (1960), по Северному Приуралью, А. А. Оборина и И. Э. Залкинда (1964), по Среднему Приуралью, а также наличием рассеянной борной минерализации в солянокупольных структурах Южного Приуралья — Линевской, Соль-Илецкой, Красноярской, Джуан-Тюбе, Нежинской, Гребеньской и др. и отсутствием первичных минералов бора западнее. Содержание бора в отложениях кунгурского яруса в Предуральском прогибе в 1,5—2 раза выше, чем на Русской платформе.

О количествах бора, приносимых в ионных растворах водами суши, можно судить по следующим цифрам. Ионный сток бора, например, по Азово-Черноморскому или Арало-Каспийскому бассейнам, измеряется, по данным Г. С. Коновалова (1959), тысячами и десятками тысяч тонн в год. Вынос бора Доном составляет 2280 т/год, Курой — 1730 т, Волгой — 13000 т, р. Урал — 687 т и т. д. Длительность формирования сульфатно-соляной толщи, по данным М. П. Фивега (1954) и А. А. Иванова (1960), составляет около 100—200 тыс. лет. Принимая ионный сток бора в солеродный бассейн соизмеримым с выносом бора такой рекой как, например, Урал (около 1000 т/год), а длительность формирования сульфатно-соляной толщи порядка 100—200 тыс. лет, получим, что в солеродный бассейн за время его существования при ионном стоке поступает 100—200 млн. т бора.

При определении количеств бора, приносимых в ионных растворах речными водами, автор исходил из его содержания в речных водах порядка 0,05—0,1 мг/л, характерного для таких рек, как Дон, Кура, Волга или Урал. Однако надо полагать, что содержание бора в поверхностных и подземных водах, размывающих борсодержащие основные, ультраосновные и средние породы Урала и тем более находящиеся в значительной части на территории аридных областей, в кунгурский век было повышенным и сопоставимо с его содержанием в морской воде, т. е. многократно выше, чем содержание бора в реках типа Дона или Волги. Отсюда следует, что количества бора, поступавшие в солеродный бассейн с поверхностными и подземными водами Урала, в кунгурский век были больше, чем приведенные выше, и, по-видимому, исчисляются сотнями и тысячами миллионов тонн.

Какова же судьба бора, поступающего в солеродный бассейн с водами суши?

Известно, что по мере испарения в солеродном бассейне морской воды растворы становятся все более и более концентрированными. Рано

или поздно начинается осаждение каменной соли, а затем, при благоприятных условиях, и калийно-магнезиальных солей, завершающееся в эвтоническую стадию кристаллизацией бишофита совместно с карналлитом, кизеритом и галитом. По мере выпаривания морской воды концентрация бора в начале выделения гипса составляет 0,0012%, при начавшемся выделении галита — 0,037%, при начавшемся выделении бишофита — 0,05% (Хайде, 1965). В эвтонической рапе содержание бора достигает 0,1—0,16%. Осаждение бора, по экспериментальным данным, происходит при его содержании в рапе порядка 0,4% (Валяшко, 1962).

Образование боратов в солеродном бассейне на более ранних стадиях галогенеза станет возможным, если относительная концентрация бора (отношение B/Cl) в растворе окажется выше, чем в морской воде. В связи с этим особый интерес приобретает то обстоятельство, что отношение B/Cl в поверхностных и подземных водах суши почти на порядок выше, чем в морской воде. Повышенное отношение B/Cl в водах суши по сравнению с морскими является причиной того, что по мере выпаривания вод суши в начале выделения гипса концентрация бора будет около 0,01%, а при начавшемся выделении галита окажется равной 0,3—0,4%, т. е. достигнет точки насыщения. Следовательно, при испарении вод суши выпадение бора в твердую фазу произойдет значительно раньше эвтоники — уже на стадии осаждения галита.

Таким образом, при значительном поступлении в кунгурские солеродные бассейны поверхностных и подземных вод с Урала накопление бора будет происходить более интенсивно, а его осаждение — значительно раньше точки эвтоники, уже на стадии отложения каменной соли или сильвинит-полигалитовой породы. А поскольку повышенное содержание в растворе аниона SO_4 в значительной мере повышает осаждающую роль магния и кальция, становится понятным осаждение бора и на стадии отложения ангидрита.

Очевидно, воды суши являются именно тем дополнительным источником бора в солеродном бассейне, который играет определяющую роль в образовании галогенно-осадочных месторождений боратов.

Это подтверждается данными С. Р. Крайнова и С. Д. Капранова (1962), согласно которым в районах бороносных солянокупольных структур отношение B/Cl в водах равняется $(10—15) \cdot 10^{-4}$. Так как отношение B/Cl в водах районов бороносных солянокупольных структур в значительной мере отражает состав солей, следует принять отношение B/Cl в бороносных солях не ниже $(10—15) \cdot 10^{-4}$. Отсюда получаем, что бороносные соли осаждались в солеродных бассейнах, питание которых осуществлялось за счет вод, поступающих как с моря, так и с суши в эквивалентных количествах или даже с преобладанием последних.

Зависимость бороносности соляных толщ от питания солеродного бассейна водами суши хорошо иллюстрируется на примере Верхнекамского месторождения калийных солей. Исходя из мощности толщи каменной и калийных солей и величин отношения B/Cl в морской воде, можно подсчитать, что при испарении морской воды на 1 м² площади месторождения должно осадиться около 0,18 т бора. При испарении вод суши на той же площади должно осадиться около 1,5 т бора. В действительности, на 1 м² площади месторождения сосредоточено примерно 0,3 т бора. Расчеты показывают, что осаждение в солеродном бассейне такого количества бора возможно при испарении вод, поступавших с моря и с суши и смешанных в пропорции 10:1, т. е. на 10 паев морских вод приходится 1 пай вод суши. Таким образом, на Верхнекамском месторождении, где борная минерализация практически отсутствует, роль вод суши в питании солеродного бассейна по сравнению с месторождениями бороносных солей весьма незначительна.

Н. М. Страхов (1962), предостерегая против недооценки роли водосборов в накоплении акцессорных галофильных элементов в галогенных породах, отмечал: «В тех случаях, когда с берега по какой-либо причине, по специфическому ли составу пород или проявлению гидротерм и т. д., резко усиливался привнос F, Br, B, Sr и пр. ...это, несомненно, не могло не сказаться на концентрации названных элементов в галогенных породах и не только в смысле увеличения их процентных содержаний, но и путем некоторого сдвига накопления галофилов на меньшую минерализацию рапы против канонической, стандартной. Не в этом ли причина того, что накопления бора даже вблизи эвтоники то весьма сильны, то ослаблены или даже просто отсутствуют. Если это действительно так, то геохимия малых галофильных элементов давала бы новый интересный штрих в картине теснейших связей бассейна с окружающей его водосборной площадью, даже если этот бассейн морского типа» (стр. 490).

Приведенные материалы полностью подтверждают предположения Н. М. Страхова, что накопление бора в галогенных породах находится в зависимости от состава водосборных площадей, окружающих солеродный бассейн.

Несколько слов о роли гидротерм. Как известно, гидротермальная деятельность обычно сопровождается накоплением железа, марганца, кремнекислоты, меди, свинца, цинка и некоторых других компонентов; в глинистых осадках концентрируются марганец, кобальт, никель, медь, свинец, цинк, молибден, причем по степени обогащения эти элементы образуют ряд: $\text{Mo—Mn—Co—Cu—Pb—Ni—Zn}$, в котором обогащенность колеблется от десятикратной у начального члена ряда Mo до почти полуторной у конечного — Zn (Страхов, 1963). Кроме того, гидротермы вулканического происхождения в отличие от морской воды, как правило, характеризуются повышенным на порядок и более содержанием лития и резко пониженным содержанием брома. Естественно, что в случае проявления гидротермальной деятельности бороносные толщи должны характеризоваться повышенными концентрациями молибдена, марганца, кобальта, никеля, меди, свинца, лития и, напротив, пониженным содержанием брома.

Автором проведено сопоставление содержаний Mo, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Li, а также B в бороносных и не содержащих бор отложениях Урала и Казахстана, где отсутствие вулканической деятельности в перми не вызывает сомнения. Сопоставление содержаний указанных элементов проводилось путем статистической обработки с помощью критерия X Ван-дер-Вардена (1960). В результате установлено, что в соляных глинах бороносных толщ не наблюдается ни обогащения молибденом, марганцем, кобальтом, никелем, медью или свинцом, ни концентрирования лития. С другой стороны, содержание брома в калийно-магниево-солевых бороносных толщ весьма высокое (последнее ни в коем случае не свидетельствует о преобладающем питании солеродного бассейна морскими водами, так как отношение Br/Ci в морских и континентальных водах одинаковое, что является отличительной чертой геохимии брома).

Таким образом, отсутствие накопления элементов, характерных для вулканической деятельности, не дает оснований утверждать о сколько-нибудь значительной роли гидротерм в формировании скоплений бора-тов в кунгурских галогенных отложениях.

5. РОЛЬ ГЛИН (ГИДРОСЛЮД) В РАССЕЯНИИ БОРА В СОЛЕРОДНЫХ ВОДОЕМАХ

Высокое содержание бора в глинистых породах показывает, что в условиях морского солеродного бассейна глинистые частицы, особенно гидрослюды, в процессе седиментации постоянно и в значительных

количествах извлекают бор из растворов (рассолов), тем самым понижая его концентрацию в бассейне седиментации и препятствуя кристаллизации его собственных минералов. Вполне естественно, что чем меньше глинистого материала гидрослюдистого состава в галогенной толще, тем больше бора оставалось в рапе и тем благоприятнее условия для кристаллизации боратов. И, наоборот, чем больше глинистого материала в галогенных отложениях и чем больше среди него гидрослюд, тем больше бора было извлечено глинистыми частицами из солеродного бассейна и тем меньше его осталось в рапе и, следовательно, тем меньше возможность для кристаллизации боратов.

По-видимому, не случайно, что глинистые породы, вмещающие бораты вулканогенно-осадочного происхождения, имеют преимущественно монтмориллонитовый состав, а соляные глины, входящие в состав содержащих бораты солянокупольных структур, имеют весьма ограниченное распространение и также представлены в основном монтмориллонитом.

В частности, на месторождении Крамер (США) в боратовой залежи, в прослоях и линзах синих тонколистоватых глин («синего сланца», типичного для многих как третичных, так и современных месторождений боратов), среди глинистых минералов резко преобладает монтмориллонит; в небороносных зеленых и серых аргиллитах, подстилающих и перекрывающих боратую залежь, преобладает иллит. В бороносных отложениях Борнео (США) среди глинистых минералов доминирует монтмориллонит; иллит же встречается в красных тонкозернистых породах, обычен в зеленых и серых аргиллитах, не содержащих бораты, и редок в самих бороносных отложениях (Gates, 1959). Аналогичная картина наблюдается в районе Бигадиш (Турция), где пласты боратов чередуются с прослоями монтмориллонитов (Орлова, 1963). На одной из бороносных солянокупольных структур Урала соляные глины мало распространены; глинистое вещество, входящее в состав соляной толщи, по данным В. В. Лобановой (1960), представлено монтмориллонитом. Роль глин в рассеянии бора наглядно иллюстрируется на примере цехштейна ГДР и ФРГ, Григорьевской солянокупольной структуры в Прикаспии, Верхнекамского и Линевского месторождений в Приуралье и ряде других месторождений калийных солей.

Содержание бора в глинистых прослоях цехштейновой серии свыше 0,2%, мощность всех соляных глин от 20 до 80 м. Следовательно, в глинах цехштейна (без глинистой части солей) на площади $6,4 \times 1,4$ км², равной площади месторождения Крамер, сосредоточено свыше 2 млн. т бора.

На Григорьевском куполе бораты не обнаружены, а содержание бора в породе не превышает сотых долей процента; в строении соляной толщи принимают участие карналлит, бишофит и кизерит. Отличительной особенностью Григорьевского купола является высокая насыщенность глинистым материалом. Это, очевидно, и привело к рассеянию бора в составе глинистых минералов по всей соляной толще.

Зная содержание бора в глинистых прослоях Верхнекамского месторождения и мощность всех соляных глин, равную 22,5 м (без покровной каменной соли), нетрудно представить, насколько значительны количества бора, сосредоточенные в глинистом веществе этого месторождения. Весьма показательно, что в составе соляных глин Верхнекамского месторождения существенную роль играют гидрослюды. Последние в процессе седиментации поглощали бор из Верхнекамского солеродного бассейна, постоянно снижая концентрацию бора в рапе и тем самым препятствуя кристаллизации минералов бора. Широкое распространение гидрослюды в соляной толще Верхнекамского месторождения и явилось одной из причин, обусловивших слабое развитие борной минерализации.

То же явление наблюдается на Линевском месторождении калийных солей, где широкое распространение в соляной толще глин обусловило слабое проявление борной минерализации.

Аналогичная картина отмечается и для других месторождений, где, по данным П. М. Билонижка (1965), «при испарении морской воды и кристаллизации солей бор не выпадал в твердую фазу с хлоридами и сульфатами натрия, калия и магния и мало накапливался в рассолах, а поглощался алевроито-глинистым материалом и рассеивался по всей соляной толще».

Приведенные материалы однозначно свидетельствуют, что для кристаллизации и накопления боратов благоприятно ограниченное распространение в галогенных отложениях глинистого материала и преобладание среди глинистых минералов монтмориллонита, каолинита и хлорита.

Как известно, выветривание пород и сопровождающее его образование различных глинистых минералов подчинено широтной климатической зональности. В гумидной тропической зоне господствует каолинит, присутствует гиббсит, резко снижена роль иллита и полностью исчезает хлорит. На участках слабого дренажа в этой зоне генерируется монтмориллонит. Аридная зона характеризуется развитием иллита. Холодная, умеренно-влажная зона также генерирует преимущественно иллит и хлорит. Как показали исследования М. А. Ратеева и др. (1966), процессы, происходящие на континентах, решают в общих чертах формирование и локализацию глинистых минералов в океанических осадках. В тропической зоне образуют свои максимальные концентрации каолинит, гиббсит и монтмориллонит. К зонам умеренных и высоких широт приурочены максимальные концентрации иллита и хлорита.

В некоторых районах Прикаспия, по данным А. А. Борисова (1965), в кунгурский век существовал тропический климат. В Приуралье же в это время был сухой и жаркий климат; на горных цепях Урала было больше влаги, но прохладнее. Климатические различия и обусловили дифференцированное размещение глинистых минералов: в Прикаспии в условиях тропического климата и относительно слабого дренажа в бассейн сносились преимущественно монтмориллониты, тогда как в Приуралье преобладали гидрослюд. Поэтому районы, расположенные южнее границы тропической зоны, представляются более интересными в отношении бороносности, чем расположенные севернее районы.

С холодной, умеренно влажной зоны горных цепей Урала в кунгурские солеродные бассейны Приуралья водами приносился гидрослюдистый и хлоритовый материал, а из расположенной ниже засушливой зоны в результате активной деятельности ветра переносились генерируемые здесь в процессе выветривания гидрослюды. Это и обусловило широкое развитие в галогенных отложениях Приуралья глинистого материала, среди которого преобладают гидрослюды и хлориты. Первые (гидрослюды) жадно поглощали из рапы бор. В направлении с востока на запад постепенно уменьшается количество глинистого материала. В этом же направлении отмечается изменение минерального состава глин: увеличение количества монтмориллонита и уменьшение содержания гидрослюды. Так, например, в глинистых прослоях ангидритовой толщи Бижбуляк-Абдулинской площади преобладает монтмориллонит; содержание гидрослюды значительно ниже. Поэтому по мере удаления от Урала в пределах кунгурского солеродного бассейна создавались все более и более благоприятные условия для кристаллизации боратов.

Значительный интерес представляют также данные М. А. Ратеева (1964), полученные при изучении распределения глинистых минералов

в современных морях аридной зоны. На примере Аральского моря установлено, что монтмориллонит, как наиболее дисперсный минерал, дает четкий максимум в центральной зоне и осадках северных заливов, наиболее отдаленных от устья Аму-Дарьи. У гидрослюд обнаруживается обратная локализация. Их максимальное содержание и, соответственно, K_2O (3,2—4,1%) наблюдается в прибрежной мелководной зоне взмучивания. Центральная депрессионная зона моря характеризуется средним содержанием гидрослюд (K_2O 2,8—2,9%), а осадки северных заливов — минимальным количеством гидрослюд (K_2O 2,2—2,7%). Таким образом, максимум монтмориллонита и минимум гидрослюд наблюдается в депрессионных халистатических зонах. Именно в таких участках солеродного бассейна, по-видимому, создаются наиболее благоприятные условия для кристаллизации боратов. С этим, вероятно, и связано снижение содержания гидрослюд в галогенных отложениях Приуралья в направлении с востока на запад и, соответственно, развитие борной минерализации в том же направлении.

Таким образом, анализ особенностей миграции бора в гипергенных условиях позволяет выдвинуть дополнительные факторы, контролирующие формирование месторождений боратов в галогенных отложениях а именно:

- 1) поступление бора в солеродный бассейн с водами суши;
- 2) извлечение бора из солеродного бассейна глинами (гидрослюдами).

В зависимости от конкретных геологических условий каждая из двух названных противоположностей играет то большую, то меньшую роль. Их взаимоотношение между собой, как и с другими факторами (тектонический режим, климатические условия, водосборные площади и т. д.) в конечном счете и определяют формирование месторождений боратов галогенно-осадочного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова П. В. Новые данные по стоку растворенных веществ с территории СССР.— Тр. 3-го Всесоюз. гидро-геол. съезда, т. 10. ГИМЗ, 1959.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О бороносности серпентинитов.— Геохимия, 1957, № 5.
- Белов Н. В. Некоторые особенности геохимии бора в свете его кристаллохимии.— Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 8, 1954.
- Билонизжа П. М. Распределение акцессорного бора в калийных соляных отложениях.— Минерал. сб. Львов. ун-та, № 19, вып. 3, 1965.
- Борисов А. А. Палеоклиматы территории СССР. Л., Изд. ЛГУ, 1965.
- Валяшко М. Г. Некоторые черты геохимии бора.— В кн. „Химия боратов”. Рига, Изд. АН ЛатвССР, 1953.
- Валяшко М. Г. Геохимия бора.— В кн. „Бор, его соединения и сплавы”. Киев. Изд. АН СССР, 1960.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М. Изд. МГУ, 1962.
- Вант-Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. „Химтеорет”. 1936.
- Ван-дер-Варден Б. Л. Математическая статистика. М. Изд. иностр. литер., 1960.
- Варлаков А. С., Жужгова М. Ф. Геохимия бора в гипербазитах Оренбургской области.— Геохимия, 1964, № 8.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, т. 13, вып. 1, 1944.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. 2-е, доп. М. Изд. АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Гетлинг Р. В., Савинова Е. Н. Некоторые данные о содержании бора в изверженных породах Туринского рудного поля на Урале.— Геохимия, 1958, № 4.
- Гуревич В. И. Некоторые особенности распределения бора в осадочных породах

- севера Русской платформы.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 40, 1960.
- Дунаев В. А. О распределении бора в некоторых горных породах Урала.— Геохимия, 1959, № 3.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кешан А. Д. Синтез боратов в водном растворе и их исследование. Рига. Изд. АН ЛатвССР, 1955.
- Коновалов Г. С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР.— Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.
- Коробов С. С. О происхождении борной минерализации соляных толщ.— В кн. „Минеральное сырье“. Вып. 8. М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Крайнов С. Р. Гидрохимический метод поисков месторождений бора. М. «Недра», 1964.
- Крайнов С. Р., Капранов С. Д. Применение гидрохимического метода для поисков месторождений бора.— Сов. геология, 1962, № 8.
- Красинцева В. В. О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения его из осадочных пород.— В кн. „Проблемы гидрогеологии“. М. Госгеолтехиздат, 1960.
- Лисицын А. Е. О некоторых геохимических особенностях бора в процессе образования известковых скарнов на Урале.— В кн. „Минеральное сырье“. Вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Лобанова В. В. К характеристике минерального состава гидрохимической толщи Челкарского поднятия.— Докл. АН СССР, т. 118, № 6, 1958.
- Лобанова В. В. К условиям формирования покровной сульфатной толщи Челкарского поднятия.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 40, 1960.
- Мельнички В. В. О боропоявлении в Тагило-Кушвинском районе Урала. Докл. АН СССР, т. 112, № 4, 1957.
- Морачевский Ю. В. Очерки геохимии верхнекамских соляных отложений.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 17, 1939.
- Мун А. И., Жаймина Р. Е., Бехтуров А. Б. К геохимии бора в природных водах Казахстана.— Тр. Ин-та хим. наук АН КазССР, т. 10, 1964.
- Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов, М.-Л. Изд. АН СССР, 1947.
- Оборин А. А., Залкинд И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах.— Геохимия, 1964, № 2.
- Орлова Е. В. Некоторые закономерности размещения и типы борных месторождений в альпийской складчатой области Западной Азии.— В кн. „Минеральное сырье“. Вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Поляков В. А., Пантелеева А. И., Воробьева И. Н. Материалы 17-го Гидрохим. совещания (тезисы докладов). Новочеркасск, 1963.
- Ратеев Н. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. Геол. ин-та, вып. 112, 1964.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын Г. И., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. 3, М. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ.— Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 29, 1954.
- Хайде Ф. О региональном и вертикальном распределении минералов бора в соляных месторождениях цехштейна циклов Страсбург, Лейне, Аллер в Средней и Северной Германии.— В кн. „Проблемы геохимии“. М. «Наука», 1965.
- Хардер Г. Геохимия бора. М. «Недра», 1965.
- Щербаков А. В. Гидрохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. М. Госгеолтехиздат, 1961.
- Яржемский Я. Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР.— Сов. геология, 1958, № 7.
- Eager R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of British coal measures.— Nature. N 3, vol. 196, 1962.
- Ernst W., Kreici-Graf K., Werner H. Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe der Bor-Gehaltes.— Geochim. et cosmochim. acta, vol. 14, N 1958.
- Ernst W., Werner H. Die Bestimmung der Salinitätsfatis mit Hilfe der Bor-Methode — Glückauf, 96, N 17, 1960.
- Frederickson A. F., Reynolds R. C. How measuring poleosalinity aids exploration.— Oil and Gas J., vol. 58, N 5, 1960.
- Gates G. Clay mineral composition of borate deposits and associated strata at boron.— Science, 130, 3367, 1959.

- Goldberg E., Arrhenius G. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, vol. 13, N 153, 1958.
- Heide F., Thiele A. Zur Geochemie der Bors.— *Chem. Erde*, 19, 4, 1958.
- Landergren S. On the distribution of boron different size classes in marine clay sediments.— *Geol. förem. Stockholm förhandl.* N 492, 80, 1958.
- Landergren S. Sur la distribution du bore dans les sediments marins argileux. *Topogr. et geol. profond. oceaniques*, Paris, SNRS, 1959.
- Stubican V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and clays.— *Amer. Mineralogist.*, vol. 47, N 9—10, 1962.
- Walker C. T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.— *J. Sediment. Petrol.*, vol. 33, N 3, 1963.

Геологический институт
Казань

Дата поступления
24.X.1966

О ГЕНЕЗИСЕ ФОСФОРИТОВ И ЭВОЛЮЦИИ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ

Н. А. КРАСИЛЬНИКОВА

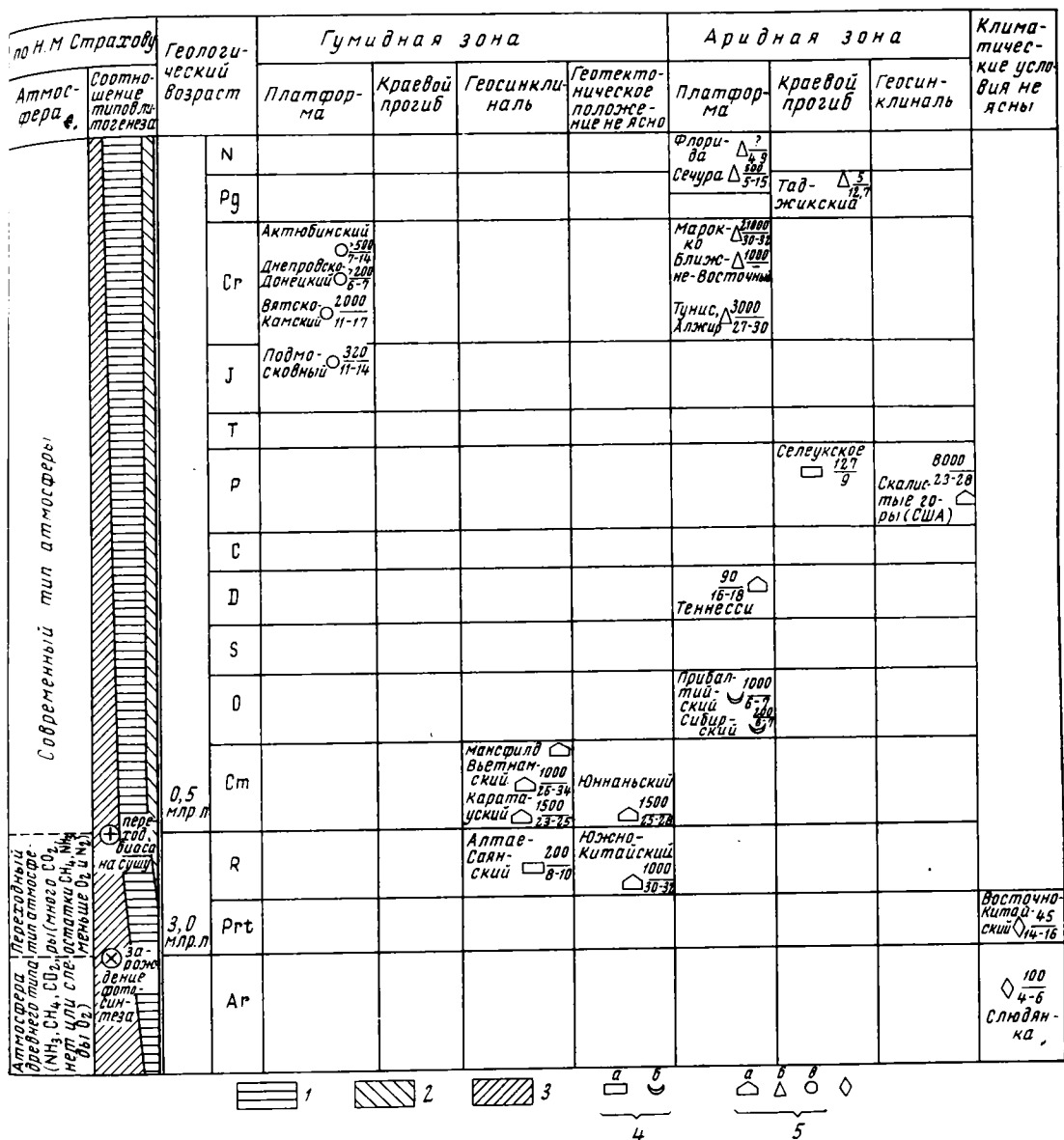
Вопросу генезиса фосфоритов посвящена многочисленная отечественная и зарубежная литература. Тем не менее до сих пор ни одна из высказанных точек зрения не является общепринятой. Вместе с тем многообразие литологических типов фосфоритов и геологических условий их нахождения свидетельствуют о том, что образование фосфоритов происходило различными путями. В этом отношении определенный шаг вперед был сделан Н. С. Шатским (1955), считавшим, что фосфориты разных формаций имели различный источник фосфора.

А. И. Смирновым (1964) высказаны предположения о причинах осаждения фосфата при формировании различных типов фосфоритов. Он считает, что химическое осаждение фосфатов в океанических и морских бассейнах происходит в результате смешения вод, насыщенных фосфатами или близкими к насыщению, с водами-осадителями, отличающимися повышенными концентрациями тех или иных ионов, входящих в состав фосфатного вещества.

Однако конкретные факторы, действующие на осаждение фосфора из морской воды, описанные А. И. Смирновым, спорны, и кроме них можно выдвинуть целый ряд других, к сожалению не менее гипотетичных. Можно также предположить, что нарушение физико-химического равновесия происходит под влиянием не только поступления фосфора из грунтовых вод, как считает А. И. Смирнов, но и в результате подводного вулканизма, поставляющего среди других компонентов и фосфаты. О возможности такого пути осаждения фосфата пока свидетельствуют лишь геологические факты — присутствие фосфоритов в карбонатно-кремнистых отложениях, в общем синхроничных эффузивным. Вместе с тем необходимо учитывать, что процесс образования фосфоритов и фосфоритовых месторождений многообразен, зависит от многих причин и как явление геологическое претерпевал эволюцию. По-видимому, причины, обусловившие фосфатонакопление, не были на протяжении истории земли стабильными.

В этом отношении интересно рассмотреть связь фосфоритообразования с климатической зональностью в истории развития и распределение фосфоритовых залежей по геоструктурным областям.

Закономерная зависимость фосфоритообразования от климатической зональности, впервые выдвинутая и подробно рассмотренная Н. М. Страховым (1960), заключается в том, что интенсивность фосфоритообразования выше в аридной зоне по сравнению с гумидной. Это подтверждается распределением запасов фосфоритных руд по климатическим условиям их образования. Из известных в настоящее время запасов фосфоритов около 80% образовалось в условиях аридного климата и лишь пятая часть — в гумидной климатической зоне. Однако если рассмотреть



Фиг. 1. Размещение основных фосфоритоносных бассейнов по палеоклиматическим зонам и геоструктурным единицам земной коры. Составила Н. А. Красильникова

Типы литогенеза: 1 — гумидный; 2 — аридный и ледовый; 3 — вулканогенно-осадочный. Литологические типы фосфоритов: 4 — седиментационный, а — афанитовый, б — ракушечниковый; 5 — седиментационно-диагенетический: а — оолитозернистый, б — зернистый, в — желваковый. Ромб метаморфогенные месторождения фосфоритов. Цифры рядом с названиями — месторождения: числитель — запасы (млн. т.); знаменатель — среднее содержание P_2O_5 (%)

зависимость интенсивности фосфоритообразования от климата в различные геологические периоды для разных геотектонических зон, то представится более сложная картина.

На фиг. 1 мы видим основные фосфоритоносные бассейны земного шара, известные в настоящее время. Сюда отнесены бассейны, характеризующиеся сравнительно крупными запасами фосфоритов (100 млн. т и более). Запасы этих фосфоритоносных бассейнов составляют более 90% учтенного количества фосфоритов.

Распределение фосфоритоносных бассейнов по климатическим зонам проведено с учетом различных индикаторов климата на основании существующих палеоклиматических карт, составленных, начиная с ордовикского периода, Н. М. Страховым (1960). Для кембрия взята карта Л. Б. Рухина (1962). В отличие от предположений Н. М. Страхова (1960) мы считаем, что Каратауский и Юннаньский фосфоритоносные бассейны в кембрии располагались в гумидной зоне.

Реконструкция климатической обстановки ахрейского и протерозойского времени затруднительна и поэтому вопрос о принадлежности Восточно-Китайского (протерозой) и Слюдянского (архей) фосфоритоносных районов к определенной климатической зоне остается неясным.

Геотектоническое положение фосфоритоносных бассейнов в Южном Китае в нижнекембрийское и рифейское время тоже остается открытым, поскольку существуют весьма разноречивые мнения по этому вопросу (Бушинский, 1965; Гиммельфарб, 1963 и др.).

Однако даже без этих бассейнов достаточно хорошо видно, что вплоть до ордовика крупных фосфоритоносных бассейнов на платформах не было, а геосинклинальные бассейны тяготели к зоне гумидного климата. Фосфоритоносные бассейны в палеозое образовались как на платформах, так и в геосинклиналях и преимущественно в зоне аридного климата.

В мезозое и кайнозое картина резко меняется — крупные бассейны приурочены преимущественно к платформам и отсутствуют в геосинклиналях. К гумидной зоне относятся в основном бедные желваковые фосфориты, тогда как к аридной — крупнейшие бассейны высококачественных пластовых зернистых фосфоритов.

Историческое развитие процесса фосфатонакопления проявлялось в изменении значения литологических типов фосфоритов и в приуроченности фосфоритов к различным формациям (фиг. 2). Карбонатно-кремнистая фосфоритоносная формация геосинклиналей была сформирована в наиболее древние периоды. Метаморфизованные фосфоритоносные отложения архея и протерозоя, по-видимому, представляли собой отложения кремнисто-карбонатного состава. Наиболее широкое развитие эта формация получила в верхнем рифее и кембрии. Кроме того, она образовалась в нижнепермское время в Северной Америке, а в более молодых отложениях не известна.

Терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация молодых платформ и краевых прогибов, наоборот, имеет наиболее широкое развитие в мезозойских и кайнозойских отложениях, но встречается и в позднем докембрии (Присаянье).

Терригенно-глауконитовая фосфоритоносная формация платформенных областей известна начиная с кембрия, но особенно большое распространение получила в ордовике, мезозое и кайнозое.

Наиболее древним литологическим типом фосфоритов, по-видимому, является афанитовый. По всей вероятности, из фосфоритов кремнисто-карбонатного состава образовались метаморфизованные фосфориты Слюдянского месторождения и месторождений Юго-Востока Азии. Этот тип известен почти на протяжении всей геологической истории, однако значительные скопления его, кроме упомянутых, пока известны в верх-

щим и почти единственным типом литогенеза в это время был вулканогенно-осадочный. Органическая жизнь только начала зарождаться (Страхов, 1963; Виноградов, 1959). В такой обстановке вряд ли было возможно биогенное извлечение фосфата из морской воды.

По-видимому, в дорифейское время основным источником фосфора, как и многих других элементов, был вулканогенный, а извлечение его из морской воды в осадок происходило хемогенным путем.

В связи с кратковременностью и пространственной ограниченностью благоприятных условий образовались сравнительно небольшие фосфоритные месторождения, содержащие руды низкого качества: 4—6% P_2O_5 на Слюдянском месторождении, 14—16% — на месторождении Хайчжоу и др.

В рифейское время атмосфера постепенно становится нормальной — снижается количество CO_2 , увеличивается содержание кислорода и свободного азота. Воды мирового океана становятся хлоридно-карбонатно-сульфатными и, что особенно знаменательно, происходит дальнейшее развитие биоса — на нижней границе этого этапа зародился фотосинтез, после чего резко возрастает влияние биоса на геохимию гидросферы и атмосферы (Страхов, 1963). Появляются и начинают играть заметную роль все четыре типа литогенеза, однако доминирующим еще остается вулканогенно-осадочный, постепенно уступающий место гумидному и аридному. Интенсивность вулканических процессов оставалась высокой, что отчасти было связано с зарождением в это время крупных геосинклиналей (Алтае-Саянская, Тянь-Шаньская и др.). В накоплении фосфора в мировом океане доминирующую роль продолжают играть вулканические процессы.

Фосфатообразование происходит уже чаще и на более широких площадях, чем в архее и начале протерозоя, и приурочено к геосинклинальным областям. Среди фосфоритов в рифее появляются различные типы — афанитовые, оолитозернистые, конкреционные. Следовательно, здесь уже заметна роль диагенетических преобразований, которые приводят к формированию наряду с бедными седиментационными афанитовыми фосфоритами высококачественных — оолитозернистых. Это связано, по-видимому, с дифференциацией земной поверхности, когда при распределении суши и моря создаются локальные участки морского бассейна с оптимальными условиями для образования фосфоритов.

В рифее (особенно верхнем) образовалось значительное количество фосфоритовых месторождений, вплоть до крупных месторождений фосфоритов высокого качества (юго-восток Азии). Органический мир еще находился на ранней стадии развития, и преобладали одноклеточные организмы и различные водоросли. Но роль организмов в осадконакоплении становится заметной. Широкое развитие в рифее карбонатонакопления в значительной степени обязано жизнедеятельности организмов. Вместе с тем, значение организмов в образовании фосфоритов, в рифейское время недостаточно ясно. Во всяком случае, еще не появились организмы, строящие скелет из фосфата. Но, по всей вероятности, вместе с увеличением роли живого вещества во всем процессе осадконакопления росло его значение и в фосфатонакоплении.

Поступление на мелководье таких питательных веществ, как фосфор, кремнезем и азот, способствовало усиленному развитию биоса, жизнедеятельность которого приводила к изменению количества CO_2 и, следовательно, величины pH, что, нарушая физико-химическое равновесие при достаточном подтоке фосфора, по-видимому, способствовало его садке.

В древних, во всяком случае, рифейских, фосфоритах содержание органического вещества часто значительно — до 1—1,5% в фосфоритах Белкинского месторождения, до 30% — в тувинских. Имеются явные следы водорослей в фосфоритах Белкинского месторождения, Каратау-

ского бассейна. По всей вероятности, обогащение фосфоритов органическим веществом происходило в случае быстрой хемоседиментации или большого приноса фосфора, когда содержащие фосфор воды не успевали полностью разгрузиться от P_2O_5 . В таком случае в зону фотосинтеза попадал оставшийся фосфат, способствовавший усиленному развитию планктона и других организмов, при отмирании которых фосфоритовые осадки обогащались органическим веществом.

Верхнерифейскому времени принадлежит Алтае-Саянский фосфоритоносный бассейн, в котором наиболее ярко выражена близкая территориальная и временная связь фосфоритообразования и подводной вулканической деятельности. В более молодых фосфоритоносных бассейнах такого положения пока не выявлено, если не считать небольших фосфатопоявлений в неогене Сахалина, верхнем мелу Грузии и др.

Начиная с кембрия, количество CO_2 в атмосфере, соленость воды и щелочной резерв ее стали близкими к современным, и условия осадконакопления существенно изменились по сравнению с докембрием (Страхов, 1963 и др.). Однако, конечно, нельзя себе представить это изменение как скачок из одного состояния в другое. Изменение атмосферы, гидросферы, развитие биоса подготавливались еще в докембрии.

Накопившиеся за докембрийское время большие резервы фосфора в мировом океане способствовали при снижении CO_2 появлению организмов с фосфатной раковиной; последние известны с начала кембрия. С этого времени роль организмов во всей геохимии гидросферы значительно возросла, количество их резко увеличилось и они стали играть заметную роль в извлечении фосфора из морской воды. Процесс выпадения фосфата из хемогенного в докембрии, по-видимому, перешел в «биохемогенный». Роль «живого» вещества возросла во всем процессе осадконакопления и вместе с тем в образовании фосфоритов. В кембрии в аридных условиях мы не знаем месторождений фосфоритов, хотя к этому времени аридный литогенез уже был распространен (соленосные толщи Сибирской платформы).

Фосфоритообразование в кембрии, так же как и в верхнем рифее, происходит в геосинклинальных областях. Затем постепенно оно перестает быть процессом только геосинклинальных бассейнов, а переходит также и на платформу (ордовик), в пределах же геосинклиналей занимает их периферические части, в которых накопление терригенного и другого материала было замедленным.

Ордовикские ракушниковые фосфориты являются уникальными образованиями. Такого обильного скопления фосфатных раковин беззамковых брахиопод, как в Прибалтийском районе Русской платформы (Курман, 1955) и по западной и южной периферии Сибирской платформы (Красильникова, Смирнов, 1955), в истории развития Земли больше неизвестно. Формирование этих фосфоритов обязано пышному расцвету беззамковых брахиопод, появление которых было подготовлено длительным накоплением фосфора в мировом океане. Однако причины отсутствия подобных скоплений фосфатных раковин в более поздние периоды пока остаются неясными. По-видимому, главными из них являются не столько различные растворимости фосфата и карбонатов, как это считают В. И. и А. И. Лебедевы (1965), сколько скопившийся к этому времени в океане в большом количестве фосфор, а также изменение физико-химического состояния гидросферы и эволюция биоса.

Приведенная указанными авторами в качестве доказательства бескарбонатность морей, в которых в ордовике пышно расцвели беззамковые брахиоподы, недостаточно убедительна, поскольку карбонатообразование было широко развито в доордовикское время. На Сибирской платформе отложения нижнего ордовика, подстилающие фосфоритоносную толщу с лингулами, почти целиком сложены известняками и доло-

щим и почти единственным типом литогенеза в это время был вулканогенно-осадочный. Органическая жизнь только начала зарождаться (Страхов, 1963; Виноградов, 1959). В такой обстановке вряд ли было возможно биогенное извлечение фосфата из морской воды.

По-видимому, в дорифейское время основным источником фосфора, как и многих других элементов, был вулканогенный, а извлечение его из морской воды в осадок происходило хемогенным путем.

В связи с кратковременностью и пространственной ограниченностью благоприятных условий образовались сравнительно небольшие фосфоритные месторождения, содержащие руды низкого качества: 4—6% P_2O_5 на Слюдянском месторождении, 14—16% — на месторождении Хайчжоу и др.

В рифейское время атмосфера постепенно становится нормальной — снижается количество CO_2 , увеличивается содержание кислорода и свободного азота. Воды мирового океана становятся хлоридно-карбонатно-сульфатными и, что особенно знаменательно, происходит дальнейшее развитие биоса — на нижней границе этого этапа зародился фотосинтез, после чего резко возрастает влияние биоса на геохимию гидросферы и атмосферы (Страхов, 1963). Появляются и начинают играть заметную роль все четыре типа литогенеза, однако доминирующим еще остается вулканогенно-осадочный, постепенно уступающий место гумидному и аридному. Интенсивность вулканических процессов оставалась высокой, что отчасти было связано с зарождением в это время крупных геосинклиналей (Алтае-Саянская, Тянь-Шаньская и др.). В накоплении фосфора в мировом океане доминирующую роль продолжают играть вулканические процессы.

Фосфатообразование происходит уже чаще и на более широких площадях, чем в архее и начале протерозоя, и приурочено к геосинклинальным областям. Среди фосфоритов в рифее появляются различные типы — афанитовые, оолитозернистые, конкреционные. Следовательно, здесь уже заметна роль диагенетических преобразований, которые приводят к формированию наряду с бедными седиментационными афанитовыми фосфоритами высококачественных — оолитозернистых. Это связано, по-видимому, с дифференциацией земной поверхности, когда при распределении суши и моря создаются локальные участки морского бассейна с оптимальными условиями для образования фосфоритов.

В рифее (особенно верхнем) образовалось значительное количество фосфоритовых месторождений, вплоть до крупных месторождений фосфоритов высокого качества (юго-восток Азии). Органический мир еще находился на ранней стадии развития, и преобладали одноклеточные организмы и различные водоросли. Но роль организмов в осадконакоплении становится заметной. Широкое развитие в рифее карбонатонакопления в значительной степени обязано жизнедеятельности организмов. Вместе с тем, значение организмов в образовании фосфоритов, в рифейское время недостаточно ясно. Во всяком случае, еще не появились организмы, строящие скелет из фосфата. Но, по всей вероятности, вместе с увеличением роли живого вещества во всем процессе осадконакопления росло его значение и в фосфатонакоплении.

Поступление на мелководье таких питательных веществ, как фосфор, кремнезем и азот, способствовало усиленному развитию биоса, жизнедеятельность которого приводила к изменению количества CO_2 и, следовательно, величины pH, что, нарушая физико-химическое равновесие при достаточном подтоке фосфора, по-видимому, способствовало его садке.

В древних, во всяком случае, рифейских, фосфоритах содержание органического вещества часто значительно — до 1—1,5% в фосфоритах Белкинского месторождения, до 30% — в тувинских. Имеются явные следы водорослей в фосфоритах Белкинского месторождения, Каратау-

ского бассейна. По всей вероятности, обогащение фосфоритов органическим веществом происходило в случае быстрой хемоседиментации или большого приноса фосфора, когда содержащие фосфор воды не успевали полностью разгрузиться от P_2O_5 . В таком случае в зону фотосинтеза попадал оставшийся фосфат, способствовавший усиленному развитию планктона и других организмов, при отмирании которых фосфоритовые осадки обогащались органическим веществом.

Верхнерифейскому времени принадлежит Алтае-Саянский фосфоритоносный бассейн, в котором наиболее ярко выражена близкая территориальная и временная связь фосфоритообразования и подводной вулканической деятельности. В более молодых фосфоритоносных бассейнах такого положения пока не выявлено, если не считать небольших фосфатопоявлений в неогене Сахалина, верхнем мелу Грузии и др.

Начиная с кембрия, количество CO_2 в атмосфере, соленость воды и щелочной резерв ее стали близкими к современным, и условия осадконакопления существенно изменились по сравнению с докембрием (Страхов, 1963 и др.). Однако, конечно, нельзя себе представить это изменение как скачок из одного состояния в другое. Изменение атмосферы, гидросферы, развитие биоса подготавливались еще в докембрии.

Накопившиеся за докембрийское время большие резервы фосфора в мировом океане способствовали при снижении CO_2 появлению организмов с фосфатной раковиной; последние известны с начала кембрия. С этого времени роль организмов во всей геохимии гидросферы значительно возросла, количество их резко увеличилось и они стали играть заметную роль в извлечении фосфора из морской воды. Процесс выпадения фосфата из хемогенного в докембрии, по-видимому, перешел в «биохемогенный». Роль «живого» вещества возросла во всем процессе осадконакопления и вместе с тем в образовании фосфоритов. В кембрии в аридных условиях мы не знаем месторождений фосфоритов, хотя к этому времени аридный литогенез уже был распространен (соленосные толщи Сибирской платформы).

Фосфоритообразование в кембрии, так же как и в верхнем рифее, происходит в геосинклинальных областях. Затем постепенно оно перестает быть процессом только геосинклинальных бассейнов, а переходит также и на платформу (ордовик), в пределах же геосинклиналей занимает их периферические части, в которых накопление терригенного и другого материала было замедленным.

Ордовикские ракушниковые фосфориты являются уникальными образованиями. Такого обильного скопления фосфатных раковин беззамковых брахиопод, как в Прибалтийском районе Русской платформы (Курман, 1955) и по западной и южной периферии Сибирской платформы (Красильникова, Смирнов, 1955), в истории развития Земли больше неизвестно. Формирование этих фосфоритов обязано пышному расцвету беззамковых брахиопод, появление которых было подготовлено длительным накоплением фосфора в мировом океане. Однако причины отсутствия подобных скоплений фосфатных раковин в более поздние периоды пока остаются неясными. По-видимому, главными из них являются не столько различные растворимости фосфата и карбонатов, как это считают В. И. и А. И. Лебедевы (1965), сколько скопившийся к этому времени в океане в большом количестве фосфор, а также изменение физико-химического состояния гидросферы и эволюция биоса.

Приведенная указанными авторами в качестве доказательства бескарбонатность морей, в которых в ордовике пышно расцвели беззамковые брахиоподы, недостаточно убедительна, поскольку карбонатообразование было широко развито в доордовикское время. На Сибирской платформе отложения нижнего ордовика, подстилающие фосфоритоносную толщу с лингулами, почти целиком сложены известняками и доло-

ми, а сама фосфоритоносная толща содержит известняки и кальцитовые раковины замковых брахиопод.

Начиная с ордовика фосфоритообразование прочно завоевало платформы и появилось в зоне аридного климата. Однако последующие периоды палеозоя не дали крупных скоплений фосфоритов на платформе, за исключением шт. Тенесси (США), где в песчано-глинистых отложениях девона имеются желваковые фосфориты и небольшой мощности линзообразные залежи оолитовых фосфоритов. На других платформах в среднем и верхнем палеозое известны небольшие залежи преимущественно желваковых фосфоритов.

Пермское время в геосинклинальном бассейне, занимавшем современные западные штаты Северной Америки, дало колоссальные запасы высококачественных оолитозернистых фосфоритов. В эволюции процесса фосфоритообразования этот бассейн стоит как бы в стороне от общей тенденции перехода фосфатонакопления из геосинклиналей на платформы, из областей с развитой вулканической деятельностью в области, лишенные ее, от процесса хемогенной садки фосфата к биохемогенному извлечению. Причины этого остаются неясными.

В мезозойское и кайнозойское время процесс фосфоритообразования сосредоточивается на платформах и на него существенное влияние оказывает климатическая обстановка. Крупные месторождения высококачественных фосфоритов образовались на территориях с аридным климатом, а более бедные желваковые фосфориты — в гумидной зоне. Объяснение этого явления было дано Н. М. Страховым (1960) и заключается в том, что испарение увеличивает степень насыщения фосфатом морской воды и, главное, сгонные мощные течения, поступающие в аридные области благодаря постоянно дующим пассатным ветрам, приносят большие массы фосфора, что способствует пышному расцвету организмов, которые, отмирая и падая на дно, уносят с собой фосфор, накапливающийся в виде скелетных фрагментов, а также попадающий снова в раствор при минерализации организмов. Таким образом, организмы в мелководных условиях способствуют насыщению морской (придонной) воды P_2O_5 и выпадению фосфата в условиях изменения парциального давления CO_2 .

Фосфоритовые слои в мезозойских и кайнозойских отложениях, как желваковые, так и зернистые, содержат большое количество органических остатков: зубы акул, чешую рыб, обломки раковин. Можно предположить, что образование их в значительной степени связано с жизнедеятельностью организмов.

Таким образом, с переходом фосфоритообразования в платформенные условия и с повышением роли организмов в процессе извлечения фосфора из морской воды увеличивается зависимость интенсивности процесса фосфоритообразования от климатической зональности: интенсивное фосфатонакопление в аридной зоне по сравнению с гумидной.

Таким образом, при разработке теоретических основ образования фосфоритов и их месторождений нельзя игнорировать наличие разнообразных их литологических типов и эволюции в процессе литогенеза.

Докембрийские и кембрийские фосфориты, по всей вероятности, являются образованиями хемогенными. Садка фосфата могла быть вызвана различными причинами — изменением pH морской воды, повышением концентрации фосфора в результате подтока богатых фосфором глубинных вод или из очагов вулканической деятельности.

Мезозойские и кайнозойские фосфориты, представленные двумя основными типами — зернистым и желваковым, — являются сложными образованиями, на накопление которых большое влияние оказывали организмы (Бушинский, 1966).

Образование фосфоритов в палеозое шло различными путями — и биохемогенным (ракушниковые фосфориты), и хемогенным (оолитозернистые фосфориты).

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О классификации фосфоритов.— Докл. АН СССР, т. 47, № 2, 1945.
- Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. В кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения» М., Изд. АН СССР, 1963.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М. «Наука», 1966.
- Винотрадов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Ч. 3. М.— Л. 1944. (Тр. биогеол. лаб. АН СССР, т. 6.)
- Винотрадов А. П. Химическая эволюция Земли. М. Изд. АН СССР, 1959.
- Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритных месторождений СССР и КНР.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 5. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Казakov А. В. Фосфатные фации.— Тр. Науч. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. 145, 1939.
- Красильникова Н. А. Некоторые особенности условий геологического размещения фосфоритов в Китае.— Бюл. науч.-техн. информации МГ и ОН СССР, № 5(17), 1958.
- Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы.— Тр. Науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, вып. 2, 1955.
- Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З. и др. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4.
- Курман И. М. Об условиях образования фосфоритоносных оболочковых песчаников Ленинградской области.— Тр. Науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, вып. 2, 1955.
- Лебедев В. И., Лебедева А. И. О причинах относительно раннего появления и одноактного расцвета организмов, строящих свои раковины из фторапатита.— Геохимия, 1965, № 12.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран.— В кн. «Минеральные ресурсы зарубежных стран», вып. 19, 1951.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М. Гостоптехиздат, 1962.
- Смирнов А. И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 5.
- Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление.— Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн. «Совещание по осадочным породам». Вып. 2. Доклады. М. Изд. АН СССР, 1955.

Государственный научно-исследовательский
институт горнохимического сырья
Люберцы

Дата поступления
5.V.1967

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.676(571.3)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ КУМОЛИНСКОГО РОДУСИТ-АСБЕСТА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

П. Т. ТАЖИБАЕВА, Н. М. ПЕТРОВСКАЯ

Согласно тематическому плану Института геологических наук АН КазССР, авторы статьи в период 1961—1964 гг. занимались литологическим исследованием нижнепермских отложений Джезказган-Улутауского района в связи с их родуситоносностью. Нижнепермские пестроцветные отложения, широко развитые в изучаемом районе, имеют значительную мощность и особенно полно представлены в бассейне р. Кумолы. Здесь пестроцветная кенгирская свита (снизу вверх) подразделяется на две подсвиты: керегетасскую и кумолинскую. К последней и приурочена родуситовая минерализация.

Родусит-асбест, ранее мало известный, в последнее время привлекает к себе большое внимание исследователей в связи с широким его применением в ряде отраслей промышленности. Родусит относится к группе щелочных амфиболов, природа которых еще слабо изучена. Недостаточно ясна также и природа родусит-асбеста Кумолинского месторождения, открытого сравнительно недавно. До сих пор не выяснено, к какой группе щелочных амфиболов принадлежит минерал, именуемый нами кумолинским родуситом, нет и определенных представлений о механизме его образования.

Прежде чем говорить об особенностях механизма образования кумолинского родусит-асбеста, остановимся сначала на литологии вмещающих пород, которая благоприятствовала прохождению и осаждению родуситоносных кремнистых растворов. Породы кумолинской подсвиты имеют весьма пестрый состав и в различной степени вторично изменены. Некоторые из них почти полностью сохранили свой первоначальный облик, другие подверглись длительной переработке циркулировавшими в них растворами.

В строении кумолинской подсвиты принимают участие разнообразные породы. Алевриты и песчаники, значительная часть обломочного материала в которых замещена железистым карбонатом с новообразованиями гипса и тонкораспыленного глобулярного пирита. Наблюдаемые в них многочисленные пустоты правильной ромбовидной (от выщелачивания ангидрита) и неправильной изометрической формы (от выщелачивания кислого полевого шпата) выполнены большей частью пелитоморфным карбонатом или гипсом. Мелкие нитевидные жилки родусит-асбеста указывают на изменение объема породы при диагенезе.

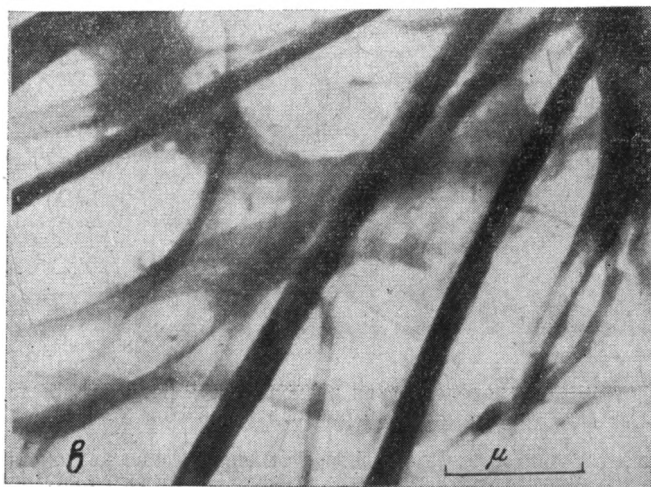
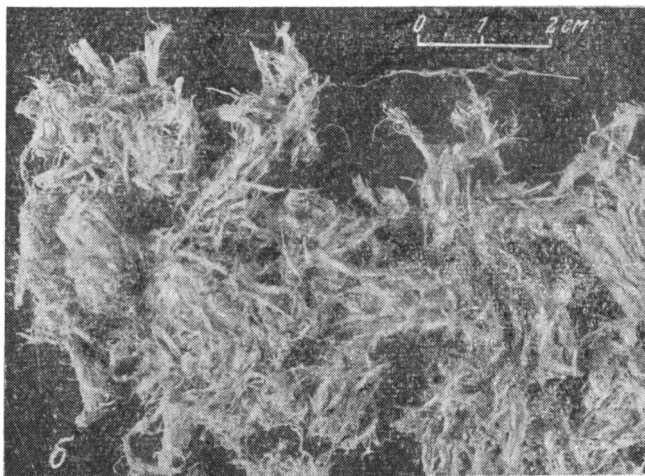
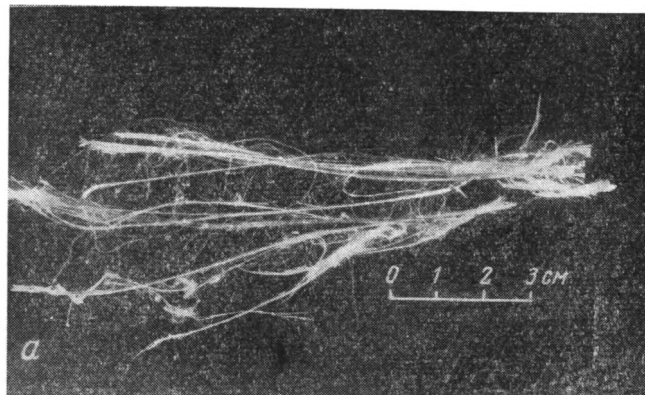
Степень минерализации алевритов родусит-асбестом незначительна: промышленных скоплений асбест в них не образует, исключая участок Северный, где содержание родусит-асбеста увеличивается до промышленных концентраций.

Карбонатно-гипсовые породы наибольшее развитие имеют на участке Ирмансай. Они грубообломочны и сложены в основном крупнокристаллическим гипсом и доломитом. Кальцит играет в них подчиненную роль. По всей породе равномерно рассеян мелкокристаллический или глобулярный пирит.

Карбонатно-гипсовые породы, как показывают наши исследования, образовались в результате метасоматического преобразования мергелей, глин и аркозовых песчанников; наличие в них ослабленных зон способствовало беспрепятственной циркуляции сульфатных растворов. Последние обуславливали замещение карбоната гипсом.

Минерализация проявилась по всей толще измененных пород и на некоторых участках полностью заместила породу хлорит-серпентиновой массой буровато-зеленого цвета, струйчатого строения. Нередко здесь также отмечаются скопления гематита и кристаллы гипса. Корродированные кристаллы гипса и обломки карбоната иногда обрастают волокнистым асбестом. По трещинам спайности в гипсе часто развивается гематит с гелевидным родуситом.

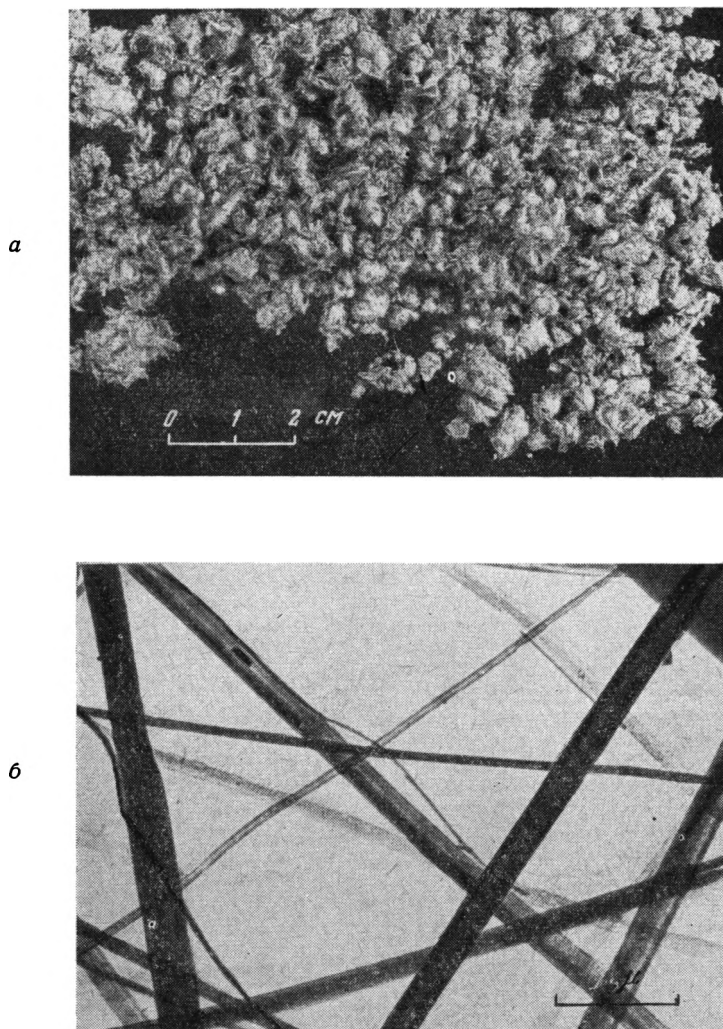
Метаморфизованные доломиты и доломитизированные известняки развиты на участках Алчимбайсай, Уштобе, Кызылборбас, Кызылқопсай и Ушбулак. Наибольшую



Фиг. 1. Длинноволокнистая разновидность родусит-асбеста
(а, б); ее электронномикроскопический снимок (в)

мощность они имеют на северо-западе месторождения, а на северо-востоке (Ирман-сай) отсутствуют.

Карбонатные породы светло-серые, серые и темно-серые брекчированные и метаморфизованные. Внешне они очень напоминают тонкозернистые алевролиты или мергели. Микроскопически устанавливается, что породы сложены мелко- и среднекристаллическим карбонатом, преимущественно доломитом; встречаются разновидности, в которых преобладает кальцит. Иногда наблюдается полосчатая текстура, обусловленная перемежаемостью пелитоморфного или микрокристаллического пирита и пелитоморфного



Фиг. 2. Коротковолокнистая разновидность родусит-асбеста (а); ее электронномикроскопический снимок (б)

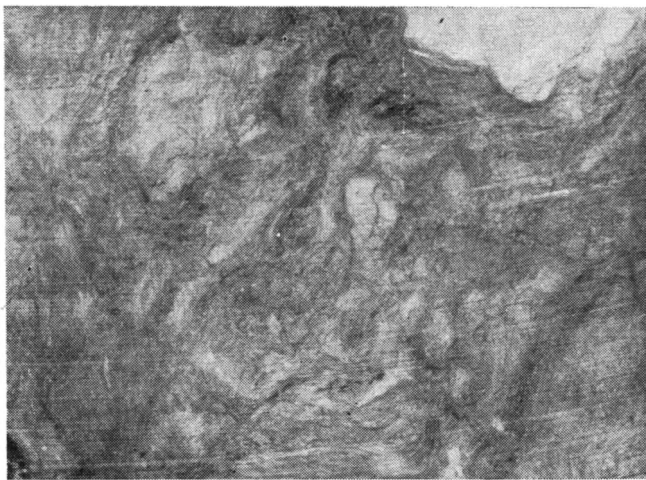
карбоната, а также сланцеватостью в связи с ориентированно расположенным актинолитом. В крупных кристаллах доломита нередко содержится аутигенный альбит. Встречается кислый полевои шпат, как правило, корродированный доломитом.

Многочисленные пустоты в породе выполнены микрокристаллическими агрегатами гипса и карбоната. Проникание по трещинам родусит-опаловой массы струйчатого строения является заключительным этапом вторичных изменений. Она заполняет промежутки между кристаллами карбоната.

Первичные мергели в виде маломощных прослоев встречаются в различных частях разреза месторождения от поверхности до глубины 390 м. Чаще всего они переслаиваются с гипсо-карбонатными породами. На северных участках мергели наблюдаются по всему разрезу, а в южных — глубже 100 м отсутствуют. На западе месторождения

они сильно брекчированы и напоминают эпигенетические брекчии. Асбестовая минерализация в них приурочена в основном к хорошо развитой системе трещин.

Песчаники тонкозернистые, алевитистые, полимиктовые встречены на участках Северный и Алчимбайсай. Мощность их незначительна. Внешне это темно- или зеленовато-серые обломочные породы. По всей породе равномерно рассеян мелкозернистый пирит, который также нередко располагается в зальбандах жилок карбоната или опала. По трещинам встречаются прожилки чешуйчатого минерала типа серпентина. По стенкам этих трещин, как правило, располагается опаловая масса глобулярного строения.



Фиг. 3. Родусит-опаловая масса (каменистая разновидность) колломорфной структуры, флюидальной текстуры

Кристаллы асбеста в виде микроволокнистой массы занимают центральные части жилок, между его волоконцев располагается глобулярный опал. Более крупные кристаллы асбеста собраны в сноповидные агрегаты и резко плеохроируют от бледно-желтого по *Nr* до сине-зеленого по *Nm* (глаукофановый плеохроизм).

Песчаники мелко- и среднезернистые аркозовые развиты преимущественно в западной части месторождения, хотя и отмечаются на всех участках. Обломочный материал, в частности, альбит, несет следы регенерации. Кварц сильно корродирован.

Асбестовая минерализация отмечается на всех участках, кроме Северного, причем в верхних горизонтах (до 60 м) встречается рыхлая разновидность родусита. На глубине 102 м среди песчаника наблюдаются прожилки кристаллического опализованного родусита. В шлифах видно, как асбест в цементе вокруг кристаллов и обломков карбоната образует волокнистые кристаллы.

Глины полиминеральные уплотненные каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава встречаются на всех участках распространения кенгирской свиты и отмечаются на глубинах от 0 до 124,7 м. Мощность прослоев глин колеблется от 3 до 15 м. Характерной особенностью глин является трещиноватость. Трещины и пустоты выщелачивания выполнены карбонатом, а также гипсом и пиритом. Нитевидные трещины заполнены опалово-асбестовой массой. По всей массе породы рассеян глобулярный пирит.

Асбестовая минерализация, отмечается в виде опалово-асбестовой массы струйчатого строения или чешуек, похожих на серпентин.

Необходимо отметить, что родуситовая минерализация наблюдается во всех породах кумолинской подсвиты, но наиболее широко развита в алевролитах и мергелях.

Встречаются три разновидности родусита: волокнистый, рыхлый и плотный — опализованный. Волокнистый родусит чаще всего приурочен к алевролитам, плотный — к песчаникам и рыхлый — к темно-серым мергелям.

Взаимоотношения родусит-асбеста с вмещающей породой вполне ясно и четко указывают на более позднее его образование. Наблюдаемое проникание по трещинам родусит-опаловой массы струйчатого строения свидетельствует о связи родусита с кремнистыми растворами, о которых будет сказано ниже.

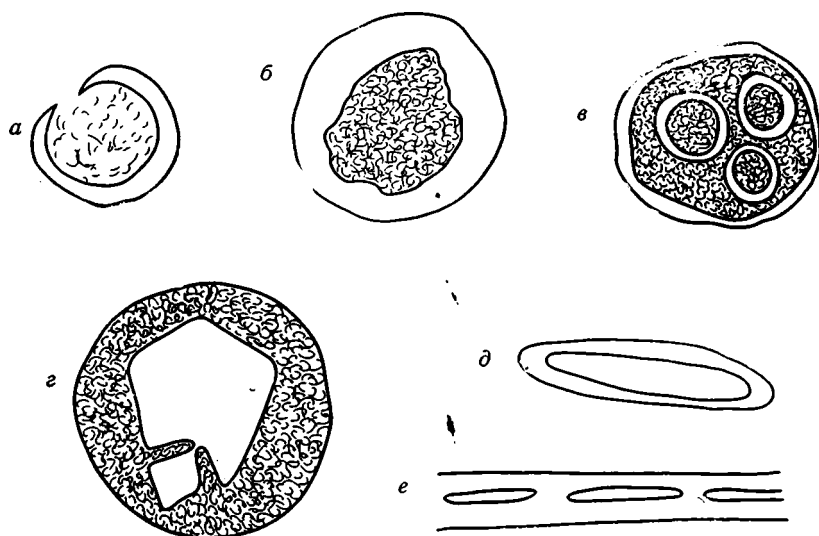
Родусит в Кумоле впервые был обнаружен Ф. В. Чухровым в 1937 г. Родуситовая минерализация была отмечена и В. Н. Крестовниковым (1939). Разведка Кумолинской мульды на родусит проведена М. С. Марковым (1953), Н. Н. Ведерниковым, Ш. Е. Есеновым (1956), Б. М. Кориенко (1956) и др.

Дальнейшее изучение Кумолинского месторождения с целью раскрытия природы родусит-асбеста проведено авторами путем применения современных методов минера-

логического анализа. В результате получены новые материалы, которые частично излагаются в настоящей статье.

В процессе изучения кумолинского родусита в шлифах и иммерсионных препаратах во всех его проявлениях нами были получены новые данные, имеющие существенное значение для познания механизма образования родусит-асбеста вообще.

На месторождении асбест встречается в виде длинных и коротких волокон, а также камнеподобных образований.



Фиг. 4. Формы мицелл в иммерсионных препаратах:

а — спиралевидная; *б* — глобулярная; *в* — сложноглобулярная; *г* — глобулярная с обратным расположением асбеста и опала; *д* — овальная; *е* — палочковидная

Длинноволокнистая разновидность представляет собой пучки эластичных, легко расщепляющихся светло-серых волокон (фиг. 1). Под микроскопом цвет волокон асбеста синевато-зеленый (Саккардо, по шкале А. С. Бондарцева). Соотношение длины волокна к ширине 10 000 : 1. Максимальная длина волокон достигает 20 см, толщина их около 0,0035 мм.

Коротковолокнистая разновидность — это хрупкие, почти не расщепляющиеся пучки волоконистых кристаллов асбеста, длина которых не превышает 2—3 мм (фиг. 2). Окрашены они в серовато-зеленый цвет. Под микроскопом в иммерсионных препаратах хорошо видны волосовидные кристаллы голубоватого цвета, по форме и характеру излома не отличающиеся от длиноволокнистых кристаллов родусит-асбеста. Они обладают хорошо выраженной отдельностью поперек призмы. Вдоль волокон асбеста располагается опал колломорфной структуры, причем толщина образуемого им слоя меньше или равна толщине волокна.

Каменная разновидность в естественном состоянии представляет собой серовато-синие очень вязкие сплошные образования колломорфной структуры. Форма этих образований зависит от формы пустоты, где они «затвердели». Каменная разновидность асбеста тесно прорастает опалом (фиг. 3). Опал медово-желтого цвета образует сплошные или четковидные скопления микроглобулярной формы. Под микроскопом в скрещенных николях хорошо видна колломорфная структура опала, заполняющего промежутки между кристаллами асбеста.

В изотропной опаловой массе беспорядочно располагаются кристаллиты асбеста, измеряемые сотыми и тысячными долями миллиметра. Форма мицелл асбеста разнообразная: палочковидная, глобулярная, спиралевидная и сложноглобулярная (фиг. 4). Чаще всего наблюдается взаимопараллельное расположение асбеста и опала. Опал размещается между кристаллами асбеста как бы в виде однослойной цепочки округлых телец.

При исследовании обр. 1803 (каменная разновидность) в иммерсионных препаратах были видны трубки опалового вещества (фиг. 5). Длина их по сравнению с диаметром очень велика. Морфология трубок довольно сложная. В определенных интервалах на них расположены кольца, делящие трубки на камеры (фиг. 6, 7, 8). На стенках трубок видны отверстия округлой формы, располагающиеся по одной оси и неравномерно отстоящие друг от друга.

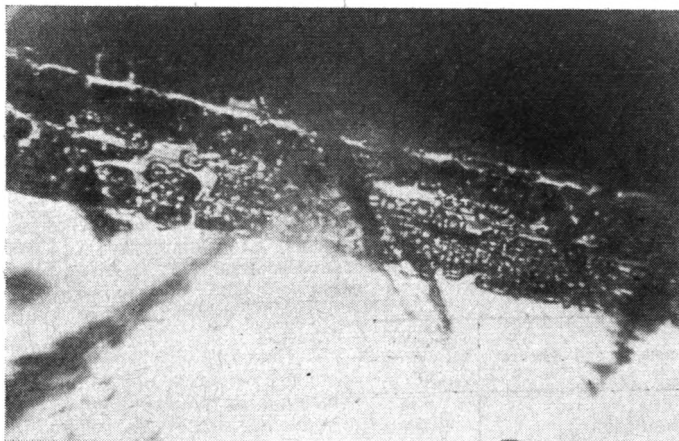
На фиг. 5 видно, что часть трубки опала откололась или растворилась. Внутри нее проходит пучок волосовидных кристаллов асбеста.

Вышеприведенный фактический материал свидетельствует о тесной генетической связи асбеста с опалом, об их почти одновременном образовании. Взаимное срастание этих минералов указывает на большую роль опала в процессе кристаллизации асбеста.

Общеизвестно, что опал является наиболее обычным коллоидным минералом зоны гипергенеза (Чухров, 1955). Растворяясь в воде, он образует истинный раствор только до определенной концентрации; избыточный растворенный кремнезем обнаруживает стремление к полимеризации и образованию коллоидного раствора. Это рассматривается как первая стадия осаждения кремнезема. Гели кремнезема, как известно, относятся к типу неэластичных, или хрупких студней (в противоположность желатине).



Фиг. 5. Обломок каменистой разновидности асбеста. Мембранная опаловая трубка и «хвост» волосовидных кристаллов родусит-асбеста. Видны отверстия и кольца. Иммерсия, $\times 2000$



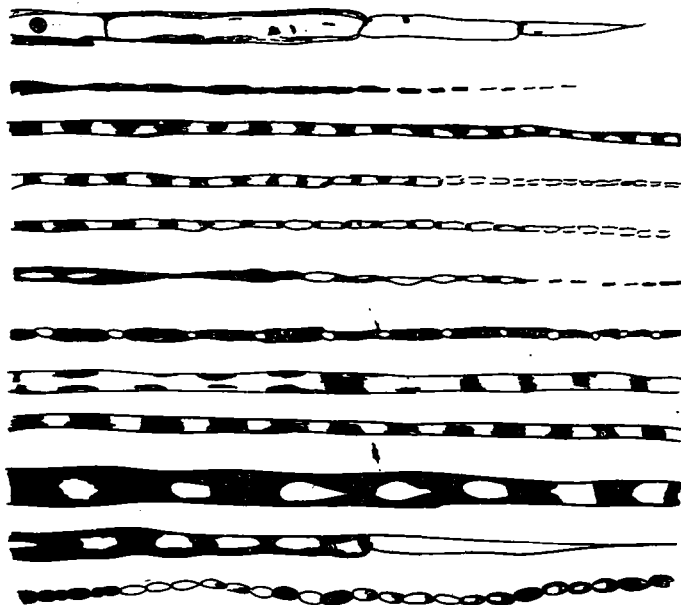
Фиг. 6. Разрушенные мембранные опаловые трубки с волосовидными кристаллами асбеста. Иммерсия, $\times 2000$

При дегидратации они почти не уменьшаются в объеме, становятся хрупкими и обладают сильно пористой структурой с множеством узких жестких капилляров (см. фиг. 7).

Со временем «старые» гели раскристаллизуются и образуют массу, в которой дисперсионная среда превращается (в нашем случае) в вещество глобулярного строения, а дисперсионная фаза — в кристаллиты асбеста палочкообразной формы. Таким образом, мы имеем дисперсную систему, состоящую из дисперсной фазы тонкораспыленных мицелл (кристаллитов) асбеста и дисперсной среды — аморфного опала.

Существует огромное количество дисперсных систем, частицы которых достигают микроскопически видимых размеров. Во многих случаях последние представляют собой зародыши кристалликов размером от 1 до 100 м.м. Поскольку кристаллиты асбеста наблюдались нами в иммерсионных препаратах, образованную ими дисперсионную систему следует отнести к ряду грубодисперсных.

В результате последующей кристаллизации первоначально сферические коллоидные частицы распадаются на большое количество мелких кристаллических частиц,



Фиг. 7. Мембранные трубки опала (схема)

которые в дальнейшем либо растут, либо образуют различные агрегаты преимущественно цепочечного облика.

Наличие мембран ограничивает свободное продвижение коллоидных частиц в сторону чистой жидкости, и растворы «вынуждены» продвигаться в определенных пространствах мембранных трубок. Таким образом, мембранные трубки позволяют как бы очищать коллоиды от истинных растворов. Поскольку по условиям среды связи между молекулами оказываются сильнее, чем взаимодействие с растворителем (опалом), дальнейший рост кристаллитов асбеста идет в пространствах мембранных трубок опала.

В работах Л. Д. Бетц (1940) и Г. Окамото (1963) как о бесспорном факте говорится о соосаждении кремнезема с гидроокисью алюминия. Для осаждения коллоидного кремнезема достаточно микроколичества алюминия (1 мг Al осаждает 40 мг коллоидного кремнезема). Вот почему в первоначально образованных дисперсионных средах преобладает над кристаллитами асбеста.

№ образца	Разновидность асбеста	Значение pH суспензии
946	Каменная	6,05
808a	»	6,35
265a/3	Коротковолокнистая	6,95
243/5	»	6,95
265a/2	Длинноволокнистая	8,05
972/III	»	8,95
1081/4	»	9,00

Соосаждение компонентов Al и SiO₂ осуществляется при определенных соотношениях их концентраций. Нарушение соотношений может наступить при понижении температуры выпаривания, изменения pH среды и т. п.

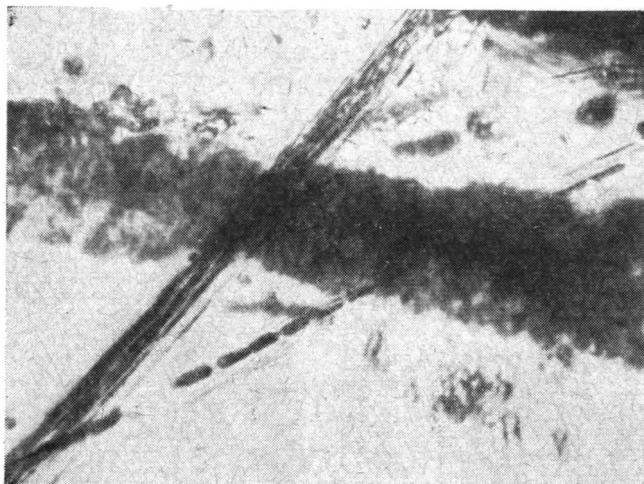
В приведенной таблице помещены значения pH среды, характерные для кумолинского асбеста.

Как видно из таблицы, кристаллиты и короткие волокна асбеста в ассоциации со значительным количеством опала образуются в слабокислой среде при колебании

pH в пределах от 6,05 до 6,95; длиноволокнистые же агрегаты асбеста — в щелочной среде со значением pH от 8,05—9,00. Учитывая, что обе волокнистые разновидности пространственно не разобщены, а всегда встречаются в тесно переплетающихся волокнистых массах, можно предположить, что в процессе раскристаллизации гелевой массы значение pH среды смещается от слабо до резко щелочной.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

В породах продуктивной кумолинской подсвиты Центрального Казахстана отмечается тесная связь опала с асбестом и их соосаждение в процессе раскристаллизации (старения) гелевой массы.



Фиг. 8. Опаловая мембранная трубка четковидного строения. По краям ее волосовидные кристаллы родусит-асбеста. Иммерсия, $\times 2000$

Кристаллиты асбеста являются дисперсной фазой грубодисперсной системы асбест — опал. Определенные условия среды приводят к образованию мембранных трубок различного строения. Поскольку по условиям среды связи между молекулами оказываются сильнее, чем взаимодействие с растворителем (опалом) и в силу ограничения свободного продвижения коллоидных частиц в сторону чистой жидкости, дальнейший рост кристаллитов асбеста происходит в определенных пространствах мембранных трубок, сложенных опалом.

Кристаллиты и короткие волокна родусит-асбеста образуются в слабокислой среде при $pH=6,05-6,95$, длинные же волокна — в щелочной среде со значением $pH\ 8,05-9,00$.

ЛИТЕРАТУРА

- Окамото Го и др. Свойство кремнезема в воде.— В кн. „Геохимия литогенеза“. М. Изд. Иностран. лит., 1963.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М. Изд. АН СССР, 1955.

Институт геологических наук АН КазССР
Алма-Ата

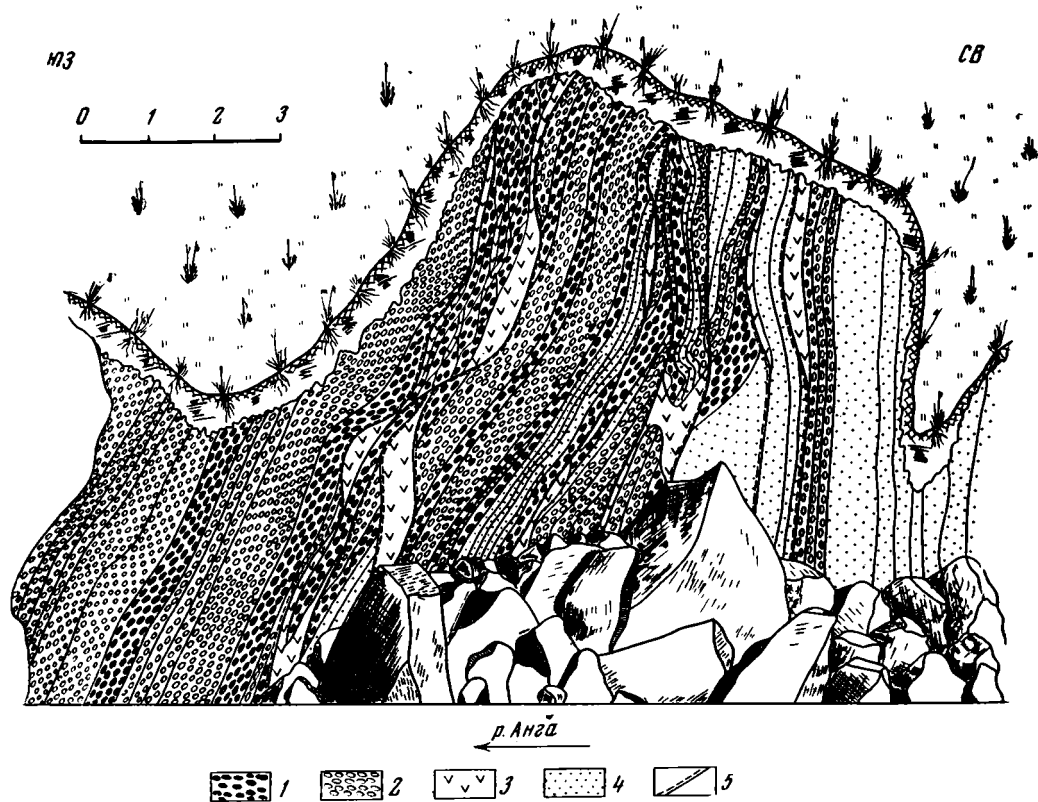
Дата поступления
13.IX.1966

УДК 553.31(571.53)

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТАК НАЗЫВАЕМЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

А. С. ИВАНОВА, Я. М. КИСЛЯКОВ

В составе нижнепротерозойской харгитуйской свиты Западного Прибайкалья, сложенной метаморфическими породами, широко развиты разнообразные кварциты. Наиболее распространенными разновидностями последних являются мономинеральные кварциты, состоящие почти исключительно из кварца, и слюдяные кварциты, в составе которых, помимо кварца, содержатся значительные количества мусковита и биотита. Среди этих пород в бассейне р. Анги (падь Зыкуй) Ф. Ф. Тищенко обнаружил кварциты, названные им железистыми из-за повышенного содержания магнетита. Помимо кварца, слюды и магнетита, в железистых кварцитах определены монацит, циркон, гранат и другие акцессорные минералы.



Фиг. 1. Зарисовка выходов конгломерато-гравелитовой толщи на правом берегу р. Анги
1—кварцевые конгломераты (железистые кварциты); 2—гравелиты (сланцевые кварциты); 3—песчаники (мономинеральные кварциты); 4—амфиболиты; 5—тектонические нарушения

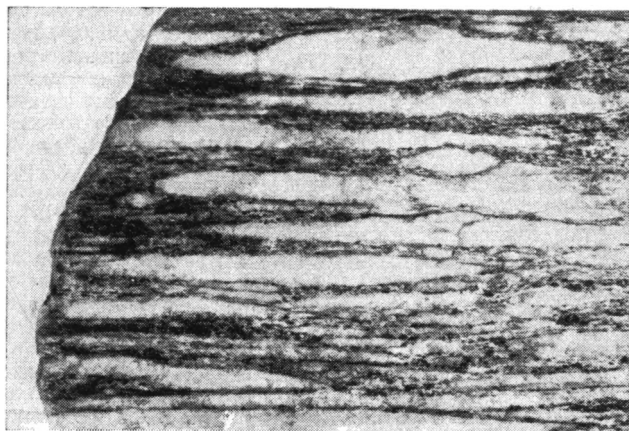
Своеобразный минеральный состав пород привлек внимание авторов настоящей статьи. С целью изучения железистых кварцитов в 1959—1960 гг. был собран необходимый каменный материал как по ранее известному Зыкуйскому, так и по впервые открытому нами Успанскому участку. Петрографическое изучение пород показало, что железистые кварциты представляют собой интенсивно метаморфизованные кварцево-гавелитовые конгломераты, а вмещающие их слюдястые и мономинеральные кварциты появились, соответственно, за счет преобразования гравелитов и песчаников. Результаты проведенных исследований легли в основу настоящей статьи.

Оба участка развития кварцевых конгломератов расположены в центральной части Западного Прибайкалья: Зыкуйский находится в нижнем течении р. Анги, в 4 км северо-западнее с. Еланцы, Успанский расположен в 35 км северо-восточнее Зыкуйского и приурочен к верховьям р. Успан (северо-западный склон Сарминского гольца).

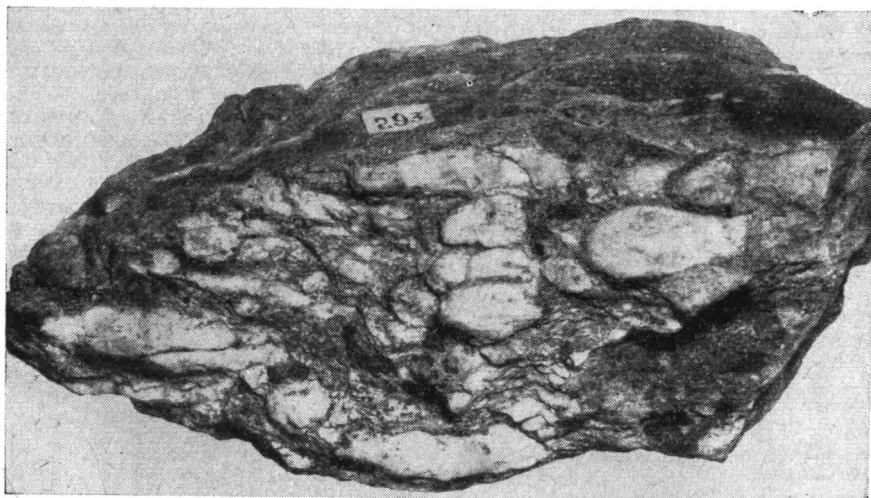
На обоих участках развиты отложения харгитуйской свиты, представленные филлитами, слюдястыми сланцами и кварцитами с подчиненными прослоями слюдястых кварцитов, кварцевых конгломератов и телами амфиболитов. Кварцевые конгломераты располагаются в средней части харгитуйской свиты, суммарная мощность которой, по данным А. С. Кульчицкого (1957), составляет приблизительно 5500—6000 м. Условия залегания кварцевых конгломератов наиболее полно изучены в пределах Зыкуйского участка, где пачка слюдястых кварцитов (гравелитов) с прослоями кварцевых конгломератов слагает обнажение в правом борту долины р. Анги и вскрыта по простиранию канавами. На Успанском участке описываемые породы отмечены лишь в глыбовых свалах, покрывающих склоны Сарминского гольца.

В обнажении по берегу р. Анги (фиг. 1) видно, что кварцевые конгломераты образуют серию маломощных (до 1 м) прослоев, чередующихся с гравелитами (сланцевыми кварцитами) и песчаниками (мономинеральными кварцитами). Вся толща характеризуется отчетливой слоистостью и резкими контактами между различными породами. Простирание ее СВ 45—50°, падение на ЮВ под углом 60—80°. Залегание метаморфизованных осадочных пород усложнено системой продольных тектонических швов, вдоль которых располагаются линзы и сложной формы тела амфиболитов.

Кварцевые конгломераты представляют собой бурые и темно-бурые породы, интенсивно рассланцованные. При расколе они распадаются на шестоватые или клиновидные обломки. В шлифовках (фиг. 2) и свежих сколах, ориентированных перпендикулярно сланцеватости, видно, что породы состоят из резко удлиненных в одном направлении линз существенно кварцевого состава, промежутки между которыми заполнены магнетит-мусковит-кварцевым агрегатом. Длинные оси линз ориентированы параллельно слоистости и имеют пологое склонение к северо-востоку. Объем линз



Фиг. 2. Пришлифовка кварцевого конгломерата с Зыкуйского участка. Нат. величина



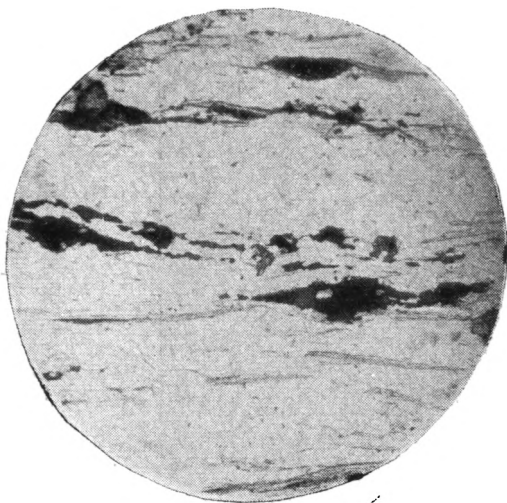
Фиг. 3. Образец кварцевого конгломерата с Успенского участка. $\frac{3}{4}$ нат. величины

свидетельствует о том, что они образовались в результате разлинзования мелкой гальки и гравийных зерен, сложенных кварцем. По-видимому, описываемые породы первоначально представляли собой мелкогалечные разности конгломератов с гравийной заполняющей массой. Породы Успенского участка, сходные по составу с зыкуйскими, характеризуются меньшим динамометаморфизмом, и гальки их в значительной мере сохранили свою первоначально округлую форму (фиг. 3).

Гальки конгломератов в основном состоят из кварца, мелкие (0,3—0,8 мм) зерна которого, срастаясь, образуют массу с типичной гранобластовой кварцевой структурой. Изредка в них помимо кварца встречаются мелкие чешуйки мусковита. Магнетит и акцессорные минералы в составе галек не наблюдались.

Заполняющая магнетит-мусковит-кварцевая масса характеризуется лепидогранобластовой структурой. Границы между этой массой и линзами (гальками) нечеткие, особенно в местах выклинивания последних. Кварцевые зерна, так же как и в линзах,

имеют неправильные зазубренные очертания, но характеризуются несколько меньшими размерами (0,1—0,5 мм). Листочки мусковита (значительно реже — биотита) ориентированы преимущественно параллельно ограничениям линз, и плоскости их совпадают с направлением рассланцевания. Смыкаясь, слюдяные чешуйки образуют ячеистую структуру породы. К местам скопления слюды обычно приурочены магнетит и акцессорные минералы. Магнетит иногда образует сложные сростки с мусковитом, но чаще



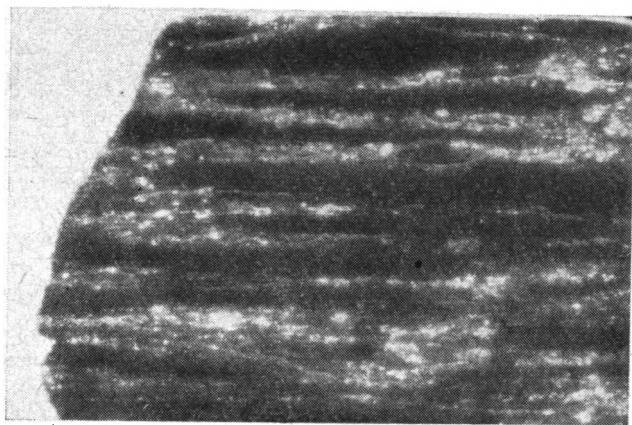
Фиг. 4. Формы выделения магнетита в кварцевом конгломерате.

Белое — кварц, серое — мусковит, темно-серое — монацит, черное — магнетит. Без анализатора, $\times 30$

либо слагает линзовидные или изометричной формы агрегаты (фиг. 4), либо выделяется в виде прерывистой цепочки индивидуализированных зерен, часто хорошо ограненных. Другие акцессорные минералы, наиболее распространенными из которых являются монацит, циркон и гранат, обычно располагаются в кварцевом или кварцево-слюдистом агрегате. Значительно реже зерна этих минералов заключены в магнетитовых сростках. Распределение акцессорных минералов, в конгломератах довольно равномерное, что хорошо иллюстрируется радиографией пришлифовки (фиг. 5), отражающей расположение зерен монаcita в породе.

Спектральными анализами в пробах кварцевых конгломератов, помимо Si, Al и Fe, количества которых значительно превышают 1%, обнаружены Mg, Ti, Ca, Mn, P, Zr, Ce, La, Cu, Pb, Zn, V, Hf, Nb, Y, Gd, Li, Ba, Sn, Yb, Ni, Co, Cr, Ga, Be, Se.

Гравелиты, с которыми в разрезе харгитуйской свиты тесно ассоциируют кварцевые конгломераты, представляют собой желтые или светло-серые сильно слюдяные породы с отчетливой сланцеватостью. В шлифах эти породы характеризуются лепидогранобластовой структурой, обусловленной чередованием сложно ветвящихся слюдяных (мусковитовых) полос и существенно кварцевых линзочек (фиг. 6). Ширина слюдяных полос колеблется в пределах 0,1—0,3 мм, а мощность кварцевых линз составляет 0,2—0,5 мм при длине в несколько миллиметров. По аналогии с кварцевыми конгломератами, есть основание полагать, что эти линзочки — обломочные кварцевые зерна, катаклазированные



Фиг. 5. Радиография пришлифовки. Белые пятна соответствуют зернам монацита. Экспозиция 12 суток

ные и разлинзованные в процессе динамометаморфизма. Гравелиты отличаются от конгломератов значительно меньшими содержаниями магнетита и других акцессорных минералов, которые приурочены преимущественно к слюдяным агрегатам.

Собственно кварциты — это белые или светло-серые сливные породы с неясно выраженной сланцеватостью. Первичная обломочная структура их полностью утрачена

в результате перекристаллизации. Кварциты имеют разнозернистую гранобластовую структуру, обусловленную срастанием зерен кварца размером 0,1—0,5 мм. Форма зерен неправильная, часто с зазубренными очертаниями. Некоторые кварцевые зерна имеют неравномерное мозаичное угасание. Довольно часто в кварцитах в небольших количествах присутствует мусковит, короткие чешуйки которого располагаются по границам кварцевых зерен. Ориентировка чешуек более хаотичная, чем в описанных выше породах, хотя и подчинена общему направлению сланцеватости. Магнетит и другие акцессорные минералы в кварцитах крайне редки.

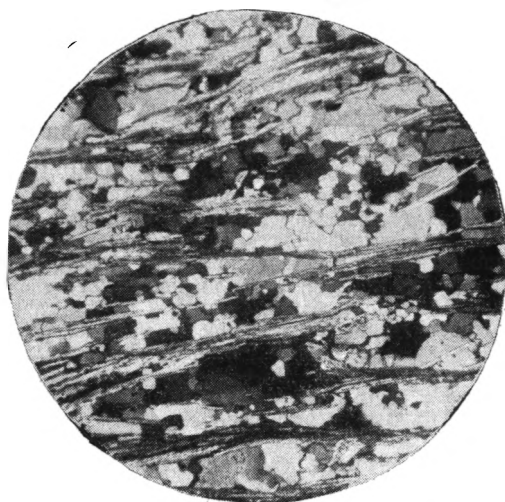
Для изучения состава акцессорных минералов, содержащихся в кварцевых конгломератах, на каждом участке их распространения отобраны по две пробы весом до 13 кг. Искусственные шлихи, полученные при отмывке проб на столе Вильфлея, в дальнейшем разделялись по общепринятой методике на ряд фракций в тяжелых жидкостях, многополюсным магнитом и электромагнитом. Конечные продукты разделения проб изучались под бинокуляром. Диагностика минералов, основанная на их внешнем виде с учетом удельного веса и магнитных свойств, дополнялась изучением оптических свойств, пленочными реакциями, а в ряде случаев и рентгеноструктурным анализом. В частности, рентгеноструктурным анализом, проведенным в лаборатории ВИМС Г. А. Сидоренко, подтверждена диагностика монацита, ортита, касситерита и рутила.

Определение процентного содержания минералов в конечных фракциях (с учетом веса последних) позволило установить количественный минералогический состав тяжелых фракций искусственных шлихов.

Результаты этих определений приведены в таблице.

К сожалению, данные количественного минералогического определения тяжелых фракций не могут быть использованы для подсчета содержаний акцессорных минералов в исходных породах из-за больших потерь этих минералов при отмывке шлихов. Последнее наглядно видно при сравнении довольно высоких содержаний редких земель, достигающих 0,5%, с небольшим выходом в тяжелой фракции монацита, основного их носителя. Однако приведенные в таблице цифры все же дают возможность судить о соотношениях различных акцессорных минералов в породах.

Во всех пробах кварцевых конгломератов основным тяжелым минералом является магнетит, количество которого в несколько раз превышает суммарное содержание всех



Фиг. 6. Лепидогранобластовая структура слюдитых кварцитов гравелитов. С анализатором, $\times 30$

Минеральный состав тяжелых фракций искусственных шлихов, полученных из проб кварцевых конгломератов (%)

Минералы	Зыкуйский участок		Успанский участок	
	проба 308	проба 320	проба 293	проба 294
Кварц и мусковит (в сростках с магнетитом)	8,85	10,22	9,37	40,00
Магнетит	83,66	70,93	86,46	49,30
Монацит	3,15	8,74	0,58	0,07
Циркон	2,20	6,37	2,64	6,15
Гранат	1,55	2,81	0,76	3,08
Апатит	0,05	0,13	Ед. зн.	0,28
Ортит	0,13	—	—	0,07
Касситерит	0,02	0,08	—	—
Рутил	0,01	0,58	—	—
Турмалин	Ед. зн.	0,14	—	—
Пирит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	0,14
Лимонит	0,38	—	0,19	0,91

других акцессорных минералов. Кварцевые конгломераты Зыкуйского и Успанского участков отличаются друг от друга составом акцессорных минералов. Помимо магнетита, основными акцессорными минералами конгломератов Зыкуйского участка являются (в порядке их содержания) монацит, циркон, гранат, а Успанского — циркон и гранат (в одной из проб). Кроме того, в конгломератах Зыкуйского участка отмечены касситерит, рутил и турмалин, отсутствующие в успанских конгломератах.

Ниже приводится описание форм выделения акцессорных минералов в искусственных шлихах.

Магнетит, являющийся основным минералом шлихов, встречается в виде черных зерен неправильной угловатой формы, размером 0,2—0,4 мм в поперечнике. Значительно реже отмечаются мелкие, хорошо ограненные кристаллы октаэдрической формы. Довольно часто наблюдаются сростки магнетита с породообразующими минералами — кварцем и мусковитом.

Монацит представлен угловатыми неправильной формы зернами с характерным смолистым блеском и неровным зернистым изломом. Размер зерен — 0,3—0,5 мм. Выделяются три разновидности монацита. Наиболее распространены полупрозрачные монациты светло- и темно-розового (до красного) цвета. Реже встречается непрозрачный буровато-розовый (до бурого) монацит.

Циркон встречается в виде призматических тетрагональных кристаллов и их обломков, а также в форме округлых, хорошо окатанных зерен с характерным алмазным блеском. Многие кристаллы циркона несут следы окатанности, выражающиеся в сглаженности углов и ребер. По цвету и габитусу кристаллов выделяется несколько разновидностей циркона. Наиболее обилён полупрозрачный циркон оранжевого или розовато-оранжевого цвета. Для него характерны длиннопризматические кристаллы размером в поперечнике 0,2—0,3 мм. Реже встречаются непрозрачные белые или светло-серые (до серых) цирколиты. Кристаллы их (часто с зональным строением) также имеют длиннопризматический габитус, но отличаются несколько большими размерами (0,3—0,35 мм в поперечнике). Третья разновидность — прозрачная, бесцветная или со слабым розовым, фиолетовым и оранжевым оттенками. Удлиненные призматические кристаллы имеют в поперечнике 0,2—0,25 мм. Значительно реже встречаются прозрачные цирконы густой фиолетовой окраски, обычно в виде окатанных короткопризматических кристаллов 0,3—0,4 мм в поперечнике.

Гранат в искусственных шлихах представлен угловатыми обломками и хорошо окатанными округлыми прозрачными зернами розового или оранжево-розового цвета. Размер обломков и зерен в поперечнике равен 0,3—0,5 мм. В прозрачных шлифах часто наблюдаются и более крупные зерна граната (до 1 мм), обычно сильно катаклазированные, что выражается в развитии сети трещин. Иногда эти трещины заполнены лимонитом. Реже удается наблюдать, что в результате деформаций единое зерно граната как бы распадается на отдельные обломки, промежутки между которыми заполнены кварцем.

Апатит слагает мелкие (0,1—0,2 мм в поперечнике) длиннопризматические кристаллы, часто уплощенные, с продольной штриховкой граней. Несмотря на мелкие размеры кристаллов, последние часто несут следы окатанности. Отмечается две разновидности апатита — прозрачная, бесцветная и полупрозрачная, белая. Изучение прозрачных шлифов показывает, что апатит является довольно распространенным акцессорным минералом кварцевых конгломератов. Незначительные концентрации апатита в искусственных шлихах объясняются, очевидно, его относительно небольшим удельным весом и мелкими размерами кристаллов, что обусловило большие потери при отмывке.

Ортит, наряду с касситеритом, рутилом и турмалином, относится к наиболее редким акцессорным минералам кварцевых конгломератов. Встречается в виде черных (а в тонких сколах — зеленоватых) обломков неправильной угловатой изометричной формы размером 0,3—0,4 мм. Реже наблюдаются обломки кристаллов со сложной огранкой.

Касситерит, который также наблюдается в виде черных обломков неправильной формы, отличается от ортита характерным алмазным блеском и коричневатыми внутренними рефlekсами.

Рутил представлен мелкими (около 0,1 мм в поперечнике) прозрачными кристаллами темно- или розовато-оранжевого цвета. Они тетрагональной, длиннопризматической, иногда несколько уплощенной формы. На гранях призм часто наблюдается продольная штриховка. Некоторые кристаллы окатаны. Изредка встречаются коленчатые двойники рутила, образованные двумя длиннопризматическими кристаллами, срощенными под тупым углом.

Турмалин слагает прозрачные зеленые обломки призматических кристаллов тригональной сингонии с продольной штриховкой на гранях.

Пирит в незначительных количествах отмечен почти во всех пробах кварцевых конгломератов. Встречается в виде мелких (0,2—0,3 мм) обломков неправильной формы, реже — кубических кристаллов, с характерным латунно-желтым цветом и металлическим блеском. Наличие в кварцевых конгломератах довольно многочисленных псевдоморфоз лимонита по пириту дает основание предполагать, что в свежих невыветрелых разностях этих пород, развитых ниже зоны окисления, пирит имеет значительно большее распространение. Помимо пирита, в двух пробах отмечены единичные мелкие кубики галенита.

Ассоциация перечисленных минералов, совместное нахождение нескольких их разновидностей, отличающихся внешним обликом, а иногда и составом, наконец наличие окатанных зерен свидетельствуют о том, что большинство аксессуарных минералов кварцевых конгломератов, таких как циркон, гранат, апатит и рутил, имеет россыпное происхождение. Сюда же, несомненно, относятся монацит, ортит, касситерит и турмалин. Россыпное происхождение имеет, по-видимому, и магнетит. Однако последний в процессе метаморфизма был, очевидно, в значительной степени перекристаллизован, что и обусловило линзовидные формы его выделений и сложные срастания с породообразующими минералами, наблюдаемые в прозрачных шлифах.

Проведенные исследования доказывают, что своеобразные нижнепротерозойские «железистые кварциты» харгитуйской свиты Западного Прибайкалья представляют собой метаморфизованные мелкогалечные кварцевые конгломераты, а вмещающие их слюдистые и мономинеральные кварциты первоначально являлись соответственно кварцевыми гравелитами и песчаниками. Отсутствие среди обломочного материала первичных алюмосиликатных минералов (полевых шпатов, роговых обманок и т. д.) свидетельствует о том, что формирование терригенных пород происходило за счет разрушения глинистых кор выветривания, развитых на более древних (архейских) образованиях. Подтверждением этого служит и перечень россыпных минералов, весьма устойчивых при выветривании.

Согласно Л. И. Салопу (1960), формирование нижнепротерозойских отложений Западного Прибайкалья происходило в геосинклинальных условиях начального этапа развития докембрийской геосинклинальной системы Байкалид. Накопление осадков харгитуйской свиты осуществлялось в пределах внутреннего (эвгеосинклинального) пояса Байкалид, вблизи его границы с внешним (миogeосинклинальным) поясом. Источником обломочного материала кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников служила, по-видимому, Байкальская глыба, являвшаяся в нижнепротерозойское время крупным внутренним поднятием (Салоп, 1962).

Грубопараллельное строение конгломерато-гравелитовой толщи и относительно хорошая выдержанность прослоев пород дают основание предполагать, что эта толща образовалась в прибрежно-морских условиях, тогда как мономинеральные кварциты (кварцевые песчаники) и особенно чередующиеся с ними филлиты были первоначально более глубоководными морскими осадками.

Таким образом, кварцевые конгломераты можно отнести к своеобразным докембрийским геосинклинальным прибрежно-морским россыпям, в которых, помимо магнетита, накапливались монацит, циркон, гранат, апатит, а в ряде случаев также ортит, касситерит, рутил и турмалин.

В процессе регионального метаморфизма кварцевые конгломераты претерпели существенные изменения. Кварцевая галька была сильно разлинзована и гранулирована. Заполняющая песчано-глинистая масса перекристаллизовалась с образованием лепидо-гранобластового слюдисто-кварцевого агрегата. По-видимому, в значительной степени перекристаллизовался и магнетит. Подавляющее большинство аксессуарных минералов существенно не изменилось, за исключением того, что зерна их в той или иной степени подверглись катаклазу. К числу новообразованных минералов, помимо слюд, можно, очевидно, отнести шприт и галенит. Однако образование их обусловлено, по-видимому, не региональным метаморфизмом, а какими-то более локальными, гидротермальными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Кульчицкий А. С. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья. В кн. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири». Вып. 1, 1957.
Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы Байкалид.— В кн. «Междунар. геол. конгресс». 2-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. д., М. Изд. АН СССР, 1960.

Всесоюзный н.-и. институт
минерального сырья
Москва

Дата поступления
9.XI—1966

МЕТОДИКА

УДК 549.1 : 53

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ РЫХЛЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПО ПЛОТНОСТИ

И. Ф. КАШКАРОВ, Ю. А. ПОЛКАНОВ

Изучению статистических характеристик плотности, наряду с другими физическими свойствами минералов осадочных пород, уделяется большое внимание (Коссовская и др., 1962; Кац, 1966). Эти данные применяются в различного рода геологических работах. Важное значение они приобретают также при изучении вещественного состава и технологической оценке руд, связанных с осадочными комплексами, в частности, редкометалльных россыпных руд (титано-циркониевых и др.).

В последнее время для изучения плотности применяются новые приборы, усовершенствованы методики разделения минералов по удельному весу (Кравцов и др., 1960; Кац, 1962; Давидич, Еременко и др., 1964, 1966). Дисперсию плотности обычно изучают на зернах сначала одного, отдельно взятого, специально выделенного для этой цели минерала, затем другого и т. д. Между тем с достаточной для ряда работ точностью можно одновременно исследовать несколько минералов, находящихся в изучаемом

**Распределение тяжелых минералов по плотности в одной
из титановых россыпей (%)**

Интервал плотности	Циркон обычный	Рутил	Ильменит измененный	Ставролит	Дистен	Силлима- нит
4,6—4,8	93,7					
4,5—4,6	5,4					
4,4—4,5	0,8	0,5	0,4			
4,3—4,4	0,1	56,1	4,8			
4,2—4,3		33,6	9,3			
4,1—4,2		8,5	58,1			
4,0—4,1		0,9	20,2			
3,9—4,0		0,16	4,3			
3,8—3,9		0,14	2,0	15,23	0,4	
3,7—3,8		0,10	0,8	73,90	13,6	
3,6—3,7			0,1	7,70	71,83	
3,5—3,6				2,10	12,80	
3,4—3,5				}	1,12	0,06
3,3—3,4					0,25	0,17
3,2—3,3				}		96,18
3,1—3,2						2,40
3,0—3,1						0,85
2,9—3,0						0,34
Сумма	100	100	100	100	100	100

Примечание. Разделение материала на узкие фракции плотности выполнено С. И. Давидич в специальной воронке (Давидич и др., 1961, 1966). Точность плотности жидкости при замерах составляла $\pm 0.02 \text{ г/см}^3$. Погрешности минералогических анализов не превышали $\pm 20\%$ относительных.

мом материале (например, в тяжелой фракции), с последующим количеством минералогическим анализом и расчетом распределения всех минералов.

При таких исследованиях изучаемый материал дробно, с заданным интервалом, фракционируется по плотности. Подобное разделение можно выполнить как на градиентной трубке, так и в специальных воронках (Кац, 1962; Давидич, Еременко, 1964, 1966). Распределение по фракциям плотности каждого минерала рассчитывается по выходам фракций и содержанию в них определяемых минералов подобно тому, как рассчитывается распределение минералов по крупности по данным рассева и минералогических анализов отдельных классов крупности (Митрофанов, 1954).

Предлагаемая методика исключает выделение мономинеральных фракций, при этом сокращается время, необходимое для изучения распределения минералов по плотности. Кроме того, она позволяет получить более представительные результаты по сравнению с методом дисперсии плотности отдельных минералов. Последнее объясняется тем, что при выделении минералов из смесей приходится применять механические методы обогащения (магнитная сепарация, разделение в тяжелых жидкостях и т. д.), которые даже при тщательной работе не позволяют извлечь в мономинеральную фракцию все разновидности данного минерала. Это искажает фактические данные распределения минералов. В предлагаемой методике ошибки подобного рода исключены.

Точность получаемых результатов целиком определяется точностью минералогического анализа выделенных фракций. При разделении по плотности любой минеральной смеси содержание минералов в узких фракциях плотности возрастает, что способствует уменьшению относительных ошибок минералогического анализа. Тем не менее при проведении анализа должны применяться меры по повышению его точности, рекомендуемые в соответствующих руководствах (отбор достаточного для анализа числа зерен, учет крупности и формы кристаллов и т. д.; Глаголев, 1941; Вистелиус, 1951; Копченова, 1951; Кухаренко, 1957; Кашкаров, Полканов, 1965 и др.).

Описанная методика, широко применявшаяся при изучении вещественного состава и технологической оценке различных титано-циркониевых россыпей, позволила значительно упростить и ускорить изучение дисперсии плотности тяжелых минералов. Пример полученного таким образом распределения приведен в таблице.

ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А. Б. О необходимом числе зерен, подсчитываемых при иммерсии.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 80, вып. 3, 1951.
- Глаголев А. А. Геометрические методы количественного анализа агрегатов под микроскопом. М.—Л., 1941 (Тр. ВИМС. Вып. 176).
- Давидич С. И., Еременко Г. К. Методика работы с жидкостью Клеричи повышенного удельного веса.— Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- Давидич С. И., Еременко Г. К. Метод разделения минералов на узкие классы плотности в термостатированной делительной воронке.— В кн.: „Полезные ископаемые Украины“. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. Об учете относительного веса зерен при количественных минералогических анализах титано-циркониевых песков.— В кн. „Геология россыпей“. М. «Наука», 1965.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам.— В кн. „Физические методы исследования осадочных пород и минералов“. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Кац М. Я. Некоторые перспективы исследования минералов в гравитационном и магнитном полях.— В кн. „Физические методы исследования минералов осадочных пород“. М. «Наука», 1966.
- Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов. М. Госгеолиздат, 1951.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Кац М. Я. О направлении методических работ в минералогии осадочных пород.— В кн. „Физические методы исследования осадочных пород и минералов“. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Кравцов Я. М., Провоторов В. Н., Сарсадских Н. Н. Определение удельного веса минералов в единичных зернах.— Материалы Всесоюз. науч.-иссл. геол. ин-та, вып. 40, 1960.
- Кухаренко А. А. О методике количественно-минералогического анализа шлихов.— Учен. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 8, № 215, 1957.
- Митрофанов С. И. Исследование руд на обогатимость. М. Metallurgizdat, 1954.

ХРОНИКА

УДК 551.311.231¹

СОВЕЩАНИЕ ПО КОРАМ ВЫВЕТРИВАНИЯ УРАЛА

А. П. СИГОВ

С 7 по 9 июня 1966 г. в Свердловске было проведено Межведомственное рабочее совещание по корам выветривания Урала. Оно было организовано по решению координационного совещания Секции коры выветривания Научного совета по рудообразованию Отделения наук о земле АН СССР и подготовлено Уральским и Оренбургским управлениями Министерства геологии РСФСР. В совещании приняли участие 33 научных и 27 производственных организаций Союза ССР.

Открывая совещание, начальник Уральского геологического управления А. А. Корольков указал, что цель совещания — обобщение опыта изучения кор выветривания Урала и на основе этого унификация и внедрение современных методов исследования кор выветривания в практику научно-исследовательских и производственных организаций. Председатель Секции коры выветривания Д. Г. Сапожников (ИГЕМ) в своем вступительном слове остановился на истории развития учения о корях выветривания, оттенив ведущую роль Урала как региона, где прежде всего были раскрыты основные закономерности образования кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Современное состояние дела позволяет, основываясь прежде всего на опыте Урала, унифицировать и усовершенствовать методы исследования кор выветривания в СССР.

И. З. Корин (ИГЕМ) посвятил свой доклад латеритным корам, уделив особое внимание структурным факторам их формирования, в том числе по классическому району их развития — Кубе. К. К. Никитин (ИГЕМ) оттенил некоторые особенности методики геологических исследований при крупномасштабных съемках коры выветривания и поисках связанных с нею месторождений.

Региональные уральские проблемы нашли отражение в ряде докладов. Первая попытка выделения основных эпох корообразования, начиная с протерозоя, и увязки с ними металлогенических эпох, сделана в докладе А. П. Сигова (УГУ)¹. В. С. Шуб (УГУ) с разновозрастными корами выветривания мезозоя и кайнозоя коррелирует соответствующие континентальные осадки на основе того, что каждому геохимическому типу коры отвечает свой вещественный состав осадков. В. А. Гуцаки (Саратов. ун-т) изложил методы картирования кор выветривания и их лабораторного изучения, применяемые при работах в Орском Урале. Л. А. Гузовский (УГУ) доложил разработанный геоморфологической группой УГУ проект легенд для среднемасштабных карт кор выветривания, включающий геологию фундамента и покровных отложений, элементы геоморфологии, палеогеографии и неотектоники, сведения о корях выветривания (геохимические типы, минералогические профили, зоны профилей, геологический возраст кор, преобладающие минеральные ассоциации, морфология и генетические типы кор), данные о наложенных «послекоровых» процессах.

В заключение пленарного заседания С. К. Горелов (Ин-т географии АН СССР) выступил с информацией о подготовке карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Типы кор выветривания Урала, распространение и геолого-геофизическое картирование кор получили освещение в докладах специальной секции. И. И. Эдельштейн (Львов. политехн. ин-т) предложил развернутую классификацию морфологических и генетических типов коры выветривания ультрабазитов Южного Урала. Л. А. Гузовский изложил главные принципы, положенные в основу составленной УГУ карты кор выветривания Урала, дал краткую характеристику легенды этой карты и коснулся основных закономерностей распространения на Урале древних кор выветривания.

¹ Уральское геологическое управление.

В. А. Гуцаки и В. В. Гудосников (Саратов. ун-т) выделили для Южного Урала три этапа выветривания: среднетриасовый, верхнеюрско-нижнемеловой, олигоцен-миоценовый². Авторы отмечают, что латеритная стадия выветривания имела место лишь на первых двух этапах и то частично. Г. А. Шагалов (Центрально-Уральская партия) охарактеризовал кору выветривания Кокчарского горнопромышленного района; возраст коры определен свинцово-изотопным методом в 40–100 млн. лет. Наложение на эту кору более молодой (палеогеновой) обусловило аномальную зональность профиля.

В. А. Сигов (УГУ) рассматривает распространение кор выветривания в горных районах Южного Урала, не достигавших в своем развитии стадии пенеплена, и последующую деформацию и размыв кор в связи с новейшими поднятиями. Г. И. Вялухин и Н. С. Студенко (ГИ УФАИ) выделили в Магнитогорском синклинии коры среднетриасового, нижнеелайского, верхнеюрского и поздненижнемелового возраста, из которых первая и последняя латеритные. Распространение, мощности и морфологический тип кор связываются с тектоническим строением субстрата. М. Н. Дегтева (УГУ) характеризует распространение и возраст закрытых кор выветривания Зауралья; возраст определен в разных местах в пределах от среднего триаса по альб. В. А. Грачев (УГУ) распространение, мощность и степень проработки погребенных кор Зауралья связывает со структурным планом развития пенеплена. В докладе П. Ф. Ли (ВСЕГЕИ) были освещены некоторые особенности геологического картирования и методы графического отображения кор территорий типа Зауралья, имеющих как открытые, так и закрытые коры.

Смежным с Уралом областям посвящены два доклада. В. А. Сахаров (Северо-Казхастанское ГУ) приводит новые данные, обосновывающие выделение раннемезозойской, мезозойской и палеогеновой кор выветривания в Тургайском прогибе. И. А. Гимпельсон и А. С. Корженевская (ВСЕГЕИ) отмечают на Южном Тимане каолинитовую кору выветривания, образовавшуюся на породах верхнего девона, перекрытую бокситоносной пачкой тульского горизонта; возраст коры турнейско-бобриковский.

Три доклада были посвящены геофизическим исследованиям. Д. С. Вагшаль (УГУ) в качестве основных методов рекомендует для выявления линейных кор гравиметрическую съемку, при картировании площадных кор — электроразведку. Г. И. Фундер, С. С. Цюцкий и Н. М. Стоппнер (УГУ) при мелкомасштабном картировании закрытых районов рекомендуют гравиметрию и ВЭЗ. В. А. Тепляков (ОГУ)³ излагает конкретную методику геофизических работ, применявшуюся для выявления коры выветривания и месторождений никеля на ультрабазитовых массивах Южного Урала.

Ряд докладов был сделан на секции минералогии и геохимии кор выветривания. В частности, были рассмотрены некоторые вопросы методического порядка. В. Ю. Кондрачук и Л. Н. Полетаева (ИГН АН УССР) для исчисления баланса вещества при корообразовании, исходя из положения об известном постоянстве объемов, рекомендуют применять методы абсолютных масс, ионных концентраций и кислородно-кварцевый. Г. А. Вострокнутов (УГУ) при оценке интенсивности водной миграции химических элементов пользуется новой выведенной им формулой. М. М. Ильвицкий и Г. И. Романенко (Днепропетровский ун-т) поделились опытом применения вероятностно-статистических методов для выявления множественных корреляционных связей между никелем и основными химическими компонентами ультрабазитов и их кор выветривания. Л. Е. Черняева, А. М. Черняев и В. Ф. Ковалев (ГИ УФАИ — СГИ)⁴ отмечают зависимость состава подземных вод от состава горных пород. В. С. Певзнер (ВСЕГЕИ) рассматривает поведение кремнезема, глинозема и других компонентов по вертикальным зонам профилей мезо-кайнозойской коры выветривания Зауралья на различных горных породах; автор отмечает отсутствие латеритного профиля. Л. А. Гузовский и Г. Б. Ферштатер (УГУ — ГИ УФАИ) описали профиль коры выветривания из гранитов горы Магнитной.

Геохимии никеля в коре выветривания посвящены доклады И. В. Витовской и И. И. Берхина (ИГЕМ), Ю. Ю. Бугельского (ИГЕМ), геохимии золота — доклады В. П. Трифонова и И. Ф. Устюжаниной (СГИ), М. Н. Альбова (СГИ), геохимии бериллия — доклады П. В. Покровского, З. Г. Шенна, Н. А. Григорьева (ГИ УФАИ) и геохимии меди доклад Ю. Н. Юшкова (УГУ).

В. М. Якушев (УГУ) сделал сообщение (с демонстрацией образцов) о латеритных образованиях Республики Мали, вещественный состав которой непосредственно зависит от их геологического возраста и положения на той или иной поверхности выравнивания.

Г. Ф. Зарипова изложила схему анализа проб коры выветривания, применяемую в лаборатории УГУ.

Большое количество докладов было сделано на секции прикладного значения кор выветривания. М. А. Бухман (УГУ) привел перечень основных нерудных полезных ископаемых коры выветривания и указал простейшие способы установления их качества. А. К. Сидоров (УГУ) заостряет внимание на новом виде керамического сырья — высококалийных продуктах выветривания гранитоидов. Доклады В. В. Белова (УГУ)

² Последний отвечает среднему — верхнему олигоцену Уральской стратиграфической схемы. — А. С.

³ Оренбургское геологическое управление.

⁴ Свердловский горный ин-т.

посвящены первичным каолинам и минеральным краскам. В. Н. Жиркевич (УГУ) рассматривает месторождения вермикулита. Важное значение кор выветривания в образовании промышленных россыпей отражено в ряде докладов: россыпи танталовых батов осветил В. В. Бурков с соавторами (ИМГРЭ), редкометалльные россыпи — Ю. А. Бурмин (ИМГРЭ). А. Г. Баранников (УГУ) отметил решающее значение кор выветривания в геологической истории накопления россыпей золота, а Л. Е. Стороженко и О. К. Иванов — россыпей алмаза. П. П. Желобовым разработаны критерии поисков слепых колчеданных тел в районах развития древних кор выветривания. Специфика интерпретации искаженных шлиховых ореолов рассеяния на площадях развития коры выветривания освещена в докладе В. М. Якушева, В. Н. Морозова и И. З. Шуба (УГУ).

Г. Р. Кирпаль (Северо-Казахстанское ГУ), как и некоторые другие исследователи Тургайской впадины, выделяет три эпохи бокситообразования, связанные с соответствующими им по возрасту корами выветривания.

Ряд докладов был посвящен никелю. В трех докладах, касающихся Кольского массива серпентинитов, Е. Н. Куземкиной (ИГЕМ), К. Г. Бородинной и Н. Д. Вохмяниной (УГУ), Л. И. Кононовой (УГУ) обращено внимание на существенное развитие в коре выветривания вторичных инфильтрационных минералов — шамозита, сидерита и др. Этот факт находит подтверждение и в докладе Н. А. Журавлевой, А. В. Вторушина, В. И. Русского (СГИ), в котором значителен повышенное содержание закиси железа в пробах коры выветривания. По Е. Н. Куземкиной, наложение на кору выветривания вторичных процессов привело к перераспределению никеля и кобальта, сконцентрировавшихся во вторичных закисных минералах.

Два доклада А. З. Казанцева (Режевский никелевый завод) и А. М. Кудряшова (УГУ) относятся к Липовскому массиву гипербазитов. Первый из докладчиков связывает распределение никеленосности с геоморфологической обстановкой участка. Вопросам распределения кобальта посвящен доклад А. Д. Кононова (УГУ). К. Г. Бородинна (УГУ) рассмотрела некоторые вопросы геологии и минералогии никелевых и магnezийных силикатов района Черемшанки. В. В. Коновалов (ОГУ) охарактеризовал линейно-трещинный тип месторождений Южного Урала. А. П. Поддубный (ОГУ) образование силицифицированной коры выветривания ставит в связь с зонами тектонического дробления.

В докладе В. Б. Швеца (Уралпромпроект) изложены методы количественной оценки механических свойств скальных, крупнообломочных и элювиальных глинистых грунтов.

После обсуждения докладов и принятия решений с 10 по 16 июня участники совещания посетили характерные обнажения кор выветривания Среднего и Южного Урала различного типа (латеритный, каолиновый, силицифицированный и др.) и на разном субстрате (на гранитах, серпентинитах, сланцах и т. д.).

В решениях совещания даны рекомендации по широкому внедрению изучения кор выветривания в практику научных и производственных организаций Союза, а также по методике такого изучения.

Уральская комплексная съемочная экспедиция
Свердловск

Дата поступления
13.IX.1966

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы, как русские, так и латинские: h и п, g и q, l и e, I и J и др. Следует также делать различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например: (Федеров, 1949) или А. И. Федоров (1949).

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например, «по данным Р. Смита (Smith, 1956)»... В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (1—2 стр., отпечатанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкцию по составлению рефератов» на обложке); к статьям объемом более половины авторского листа кроме того должны быть приложены аннотации (8—10 строк).

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоответствия приведенных выше правил.

17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Т. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА
В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,
V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV.

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. Н. Гришина*

Сдано в набор 1/VIII-1967 г. Т-11090 Подписано к печати 7/X-1967 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 6848. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5¹/₄. Усл. печ. л. 16,1+2 вкл. Уч.-изд. листов 17,5

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА“**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:****АПАТИТЫ. 35 л. 2 р. 65 к.**

Рассматриваются практически важные вопросы, связанные с ресурсами фосфатного сырья и общие проблемы апатитовых руд. Приводятся основные данные состояния геологоразведочных работ по изучению апатитоносности СССР и некоторые рекомендации по дальнейшему их проведению. Показываются условия образования и особенности концентрации апатита в зарубежных месторождениях.

Виноградов А. П. ВВЕДЕНИЕ В ГЕОХИМИЮ ОКЕАНА.**20 л. 1 р. 60 к.**

В книге впервые сделана попытка рассмотреть происхождение океанической части земной коры, солевой и водной массы океана. В связи с этим рассматривается геохимия отдельных химических элементов и процессов, происходящих в океане. Книга содержит главы, посвященные эволюции океана, и главы об образовании донных отложений океана.

**Сырык И. М. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНЫХ СКЛОНОВ
ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ САХАЛИН).****15 л. 1 р. 25 к.**

На большом фактическом материале дается характеристика стратиграфии, литологии и фаций верхнемеловых и третичных отложений. Подробно освещаются основные черты тектонического строения района, обосновывается время проявления основных структурообразующих движений и выделяются тектонические зоны и структурные формы, благоприятные для скопления нефти и газа. Описываются нефте, газо- и водопрооявления по площади и разрезу. Особое внимание уделяется характеристике грязевого вулканизма и выявлению условий его проявления. Обосновывается связь грязевых вулканов с залежами нефти и газа в недрах.

В работе убедительно доказывается необходимость осуществления поисков нефти и газа в исследуемом районе и даются научно обоснованные рекомендации.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

Своевременно заказывайте необходимые Вам книги.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**