

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1974

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

3

МАЙ — ИЮНЬ

1974

СОДЕРЖАНИЕ

В. Н. Холодов. Академия наук и развитие литологии (К 250-летию АН СССР)	3
Н. М. Страхов. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках	20
А. П. Лисицын, В. В. Гордеев. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов	38
П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования	58
Е. А. Соколова. Кубинский тип марганценосных вулканогенно-осадочных формаций	83
Э. В. Дмитриев, М. И. Черновский, В. А. Шапошников. О цикличности и слоистости в толще железистых кварцитов Скелеватского магнетитового месторождения в Криворожском бассейне	100
А. С. Соколов. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья	108
И. В. Хворова, Б. П. Градусов, М. Н. Ильинская. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования	130

Хроника

О. М. Розен. X Всесоюзное литологическое совещание: литология и осадочная геология докембрия. Решение X Всесоюзного литологического совещания	144
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1974

CONTENTS

V. N. Kholodov. The Academy of Sciences and the development of lithology (To the 250-th anniversary of the USSR Academy of Sciences)	3
N. M. Strakhov. On the exhalations on the mid-oceanic ridges as sources of ore elements in oceanic sediments	20
A. P. Lisitzyn, V. V. Gordeev. On the chemical composition of suspension and water in the seas and oceans	38
P. P. Timofeev, A. G. Kossovskaya, V. D. Shutov, L. I. Bogoliubova, V. A. Dritz. New data in the concept of the stages of sedimentary rock formation	58
E. A. Sokolova. The Cuba type of manganese-bearing volcano-sedimentary formations	83
E. V. Dmitriev, M. I. Chernovsky, V. A. Shaposhnikov. On a cyclicity and lamination in the mass of ferruginous quartzites of Skelevatskoe magnetite deposit in the Krivoi Rog basin	100
A. S. Sokolov. Lithology in the problem of greater resources of phosphate raw materials	108
I. V. Khvorova, B. P. Gradusov, M. N. Il'inskaya. Hyaloclastites and certain specific features of their mineral transformation	130

Cronicle

O. M. Rozen. Tenth All-Union Lithological Conference: Lithology and the sedimentary geology of the Precambrian. Resolutions of the 10 th All — Union Lithological Conference	144
---	-----



АКАДЕМИЯ НАУК И РАЗВИТИЕ ЛИТОЛОГИИ (к 250-летию АН СССР)

В. Н. ХОЛОДОВ

История Академии наук СССР является в значительной степени историей отечественной науки. В течение XVIII в. Академия была единственным научным учреждением, сосредоточившим в себе почти всю научную работу в России. Позднее, на протяжении XIX в. и вплоть до 1917 г. Академия уже перестала быть единственным научным учреждением страны, но все еще оставалась центром русской научной мысли. В это время литология, или наука об осадочных породах и рудах, только зарождалась в недрах геологии, минералогии и петрографии; она еще не существовала в качестве самостоятельной дисциплины.

После Великого Октября наряду с Академией наук СССР возникли академии наук союзных республик, Сибирское отделение, Дальневосточный и Уральский научные центры, Башкирский, Дагестанский, Казанский, Карельский, Кольский и Коми филиалы АН СССР; страна покрылась сетью академических научных центров, связанных между собой единой системой социалистического планирования. Именно в это время возникла и оформилась в качестве самостоятельной ветви геологических наук литология; в ее рождении и развитии огромную роль сыграли академические организации нашей страны.

I

22 января 1724 г. Петр I рассмотрел проект положения об Академии наук и университете при ней. Академия наук определялась как «собрание ученых и искусных людей, которые не только сии науки в своем роде, в том градусе, в котором они ныне обретаются, но и через новые инвенты (т. е. изобретения) оные совершать и умножать тщатся».

Первым президентом Академии наук и художеств был назначен лейб-медик Л. Л. Блюментрост; в качестве действительных членов были приглашены такие крупные иностранные ученые, как математики Я. Герман, Х. Гольдбах, Л. Эйлер, Н. и Д. Бернулли, физики Г. Бюльфингер, Г. В. Крафт, астроном Ж. Н. Делиль, оптик и механик И. Г. Лейтман, натуралисты И. Дювернуа, И. Вейтбрехт, И. Г. Гмелин. Из них Л. Эйлер и Д. Бернулли, будучи крупнейшими математиками мира, составили подлинную гордость Академии.

На содержание Академии указ Сената от 28 января 1724 г. определил таможенные доходы с городов Дерпта, Нарвы и Аренсбурга, всего на

сумму 22 912 руб. золотом. В распоряжение Академии наук передавалась библиотека, состоящая из рукописей московских царей, личных книг Петра I, собрания книг, купленных у А. А. Виниуса и конфискованных у лейб-медика Р. Арескина, а также Кунсткамера, содержащая богатейшую коллекцию «раритетов», среди которых видное место занимало собрание «руд и камней, найденных в России».

Открытие Академии наук и художеств состоялось уже после смерти Петра I, 1 августа 1726 г., хотя устав ее был утвержден годом раньше. В ведение Академии в Петербурге было предоставлено несколько зданий на Васильевском острове. Помимо библиотеки и Кунсткамеры с первого дня существования Академия наук имела типографию, обсерваторию, физический кабинет, анатомический театр, ботанических сад, инструментальные мастерские, гравировальную и рисовальную палаты и ряд других подсобных учреждений.

В 1727 г. в составе Академии числилось 84 человека: 17 профессоров-академиков, один адъюнкт, один мастер астрономических инструментов, семь переводчиков, 11 студентов, семь сотрудников гравировальной палаты, два живописца, три сотрудника библиотеки, семь типографских рабочих, восемь подмастерьев и учеников, 10 канцеляристов и 10 человек обслуживающего персонала. Характерно, что среди академиков не было ни одного русского; на всех должностях преобладали немцы.

Одновременно с открытием началась издательская деятельность Академии наук. В проекте ее устава говорилось, что «каждый академик обязан в своей науке добрых авторов, которые в иных государствах издаются, читать. И тако ему легко будет экстракт из оных сочинить. Сии экстракты, с прочими изобретениями и розсуждениями, имеют от Академии в назначенные времена в печать отданы быть».

С апреля 1728 г. наиболее крупные произведения академиков печатаются в «Комментариях»; в 1728—1751 гг. вышло 14 томов этих сочинений, изданных на латинском, русском и немецком языках. В числе периодических изданий Академии следует также назвать газету «Санкт-Петербургские ведомости», научно-популярный журнал «Примечания к Санкт-Петербургским ведомостям» и ежегодные календари.

Особое значение в популяризации геологии имел журнал «Примечания...»; в нем было напечатано большинство статей академиков, написанных анонимно, но представляющих значительный интерес: «О металлургии или рудокопной науке», «О камне азбесте и полотне, которое из оного камня делается», «О фосфоре», «О янтаре», «Физическое известие о целительных водах вообще», «О выкопанных из земли морских раковинах и о прочем», «О нефти», «О мамонтовых костях», «О сыскании Америки и о перехождении в оную некоторых европейцев». В статьях о землетрясении, появлении комет, северных сияниях и т. п. давалось научное объяснение этим явлениям и опровергалось распространенное тогда мнение о них как о предвестниках различных бедствий.

Судя по материалам журнала «Примечания...», первыми популяризаторами геолого-минералогических знаний в России были академики Л. Эйлер и И. Вейтбрехт, адъюнкт Академии Г. В. Рихман, а также русские ученые В. Н. Татищев и И. К. Кириллов. Среди них резко выделялась фигура великого русского ученого М. В. Ломоносова, избранного в адъюнкты Академии в 1742 г., а в профессора — в 1745 г.

Деятельность М. В. Ломоносова была удивительно многогранна; он занимался физикой, металлургией, горным делом, геологией, историей, астрономией, искусством и поэзией. Среди геологических трудов М. В. Ломоносова можно назвать «Диссертацию о рождении и природе селитры» (1749 г.), «Размышления о причине теплоты и холода» (1750 г.), «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.), «Первые основания металлургии или рудных дел» (1763 г.) с прибавлением «О слоях земных».

Принципиально важно в этих работах то, что в них последовательно проводилась идея развития Земли. Он писал: «Земная поверхность ныне совсем иной вид имеет, нежели каков был издревле». Отчетливо создавая громадную длительность геологического времени, М. В. Ломоносов смело отвергал попытки уложить геохронологию в рамки библейского летоисчисления.

Вторая яркая особенность работ М. В. Ломоносова — вполне сознательное использование им метода актуализма, т. е. истолкование явлений геологического прошлого путем сравнения с современными процессами. Именно благодаря актуалистическому подходу М. В. Ломоносов смог правильно объяснить происхождение торфа, каменного угля, янтаря, убедительно обосновав их растительное происхождение.

М. В. Ломоносов впервые разделил геологические процессы на внешние (деятельность ветра, дождей, рек, морских вод, наводнений) и внутренние (медленные и быстрые колебания земной поверхности, вулканизм) и описал чередование морских трансгрессий и регрессий.

Значительное место в сочинениях М. В. Ломоносова занимают вопросы генезиса осадочных горных пород. Он показал, как под действием поверхностных сил осуществляется дезинтеграция массивных образований и возникает песок. Наряду с этим он называл несколько способов возникновения осадочных пород; 1) затвердением из глины, 2) проницанием клейкой жидкою материей, 3) наращением и слежанием, 4) огустиением, 5) зернованием.

Новыми в геологии были разработанные М. В. Ломоносовым положения о роли природных вод и организмов в образовании некоторых минералов, руд и горных пород.

Геологические труды М. В. Ломоносова стояли намного выше сочинений его современников и в значительной мере предвосхищали будущие достижения науки.

М. В. Ломоносов был не только гениальным ученым, но и крупным организатором науки, и вся история Академии наук в 1742—1765 гг. связана с его именем. Сменявшие друг друга на посту директора или президента Академии барон К. Г. Кейзерлинг, барон И. А. Корф, граф К. Г. Разумовский, граф В. Г. Орлов и находившиеся под их покровительством И. Шумахер, И. Г. Лесток, Г. Н. Теплов всеми силами стремились сделать Академию одним из бюрократических учреждений империи, централизовать власть, усилить значение иностранных ученых, предоставить им в науке максимальные льготы. Тотчас после своего вступления в Академию М. В. Ломоносов возглавил борьбу передовых русских ученых с единоначалием реакционной академической верхушки.

М. В. Ломоносов разработал проект нового, более демократического устава Академии, принимал активное участие в деятельности академического университета и гимназии, читал лекции, разрабатывал новые программы для обучения студентов. По его инициативе был организован а может какими записками и известиями служить Академии».

В 1759 г. по ходатайству М. В. Ломоносова в Академии появилась новая категория сотрудников — членов-корреспондентов. К ним причислялись те, кто, хотя «знаний, требуемых для настоящего члена, не имеет, а может какими записками и известиями служить Академии».

Встав во главе канцелярии Академии наук, М. В. Ломоносов много времени уделял организации геолого-географического и экономического изучения страны. В России конец XVIII в. — время знаменитых академических экспедиций, организованных по проекту М. В. Ломоносова и возглавлявшихся его учениками и последователями. Среди руководителей первых академических экспедиций встречаются имена академиков И. И. Лепехина, Н. Я. Озерецковского, С. П. Крашенинникова, И. С. Пал-

ласа, В. Ф. Зуева, С. Г. Гмелина, И. А. Гильденштедта, И. Г. Георги и др.

Оренбургская экспедиция во главе с И. И. Лепехиным (1768 г.) исследовала Поволжье, Заволжье, Урал и Архангельскую губернию. В трудах И. И. Лепехина наряду с описаниями природы встречаются многочисленные выводы о «разных переменах земного шара», о смене суши морем, а моря сушей, о превращениях горных хребтов в долины. Ученый доказывал, что окаменелости — не игра природы, а остатки древних животных, и боролся с идеей мирового потопа, весьма популярной в XVIII в.

Путешествия И. С. Палласа (1773—1788 гг.) охватили пространство от Петербурга до Каспийского моря и южную часть Сибири от Урала до Забайкалья. Он пришел к выводу, что Общий Сырт и Ергени — древние берега Каспийского моря. По мнению И. С. Палласа, Каспийское море имело когда-то более высокий уровень и сообщалось с Черным до тех пор, пока не образовались проливы, соединяющие Черное и Средиземное моря. Уровень Черного моря постепенно понижался, и оно отделилось от Каспия; аналогичным образом от огромного Понтического бассейна отделился Арал. Труд И. С. Палласа представлял собой первое исследование по палеогеографии России, в основном подтвердившееся в результате последующего изучения. Позднее И. С. Паллас описал грязевые вулканы Керчи, соляные отложения озер Крыма, образование песчаных кос, а также осадочные породы Крымских гор.

Экспедиция С. Г. Гмелина (1773 г.) проникла на территорию Азербайджана, тогда еще находившегося под персидским владычеством, и получила сведения об источниках нефти на Апшеронском полуострове.

И. А. Гильденштедт дал первую характеристику «черной почвы» в долинах рек Куры и Риона и связал почвообразование с разложением погибшей растительности; его идеи позднее легли в основу науки о почвах.

Значение великих академических экспедиций трудно переоценить; они существенно усилили интерес к изучению природных богатств России, дополнили минералогические коллекции Кунсткамеры и способствовали зарождению первых научных представлений об осадочном пороодообразовании. Труды Академии наук, именовавшиеся «*Novi Commentarii*», «*Acta*», «*Nova Acta*» и журнал «Академические известия» в конце XVIII в. пользовались заслуженной популярностью не только в России, но и за рубежом.

Недостаток продовольствия, инструментов и денежных средств, опасные эпидемические заболевания, подозрительность населения и отсутствие транспорта подвергали большим испытаниям здоровье и даже жизнь путешественников. Общеизвестно, что двое из них — С. Г. Гмелин и И. П. Фальк — трагически погибли в пути.

II

На протяжении XIX в. Академия наук постепенно утрачивает свое значение единственного центра научной мысли в России. В этот период один за другим в разных городах страны возникают высшие учебные заведения. Так, в 1804 г. был организован Казанский университет, в 1805 г. — Тартуский, в 1819 г. — Петербургский, а в 1834 г. — Киевский. При этих учебных заведениях начинают появляться разнообразные научные кружки, общества и ассоциации ученых. Так, в 1804 г. при Московском университете было основано Общество испытателей природы, а в 1917 г. начало свою деятельность Минералогическое общество в Петербурге.

Большим событием в геологической жизни России стала организация в 1882 г. Геолкома; его первым директором был назначен крупный ученый — академик Г. П. Гельмерсен. Естественно, что геологические исследования Академии выглядели довольно скромно на фоне развернувшегося картирования всей территории страны, проводимого Геолкомом в конце XIX — начале XX в.

Существенно меняются в начале XIX в. методы работы Академии. К этому времени закончилась эпоха академических экспедиций, носивших комплексный, естественно-исторический характер. Развивающаяся горная промышленность требовала систематического изучения отдельных регионов страны.

В 1803 г. был принят новый устав Академии, согласно которому она должна была развивать науки, обогащая их новыми открытиями, распространять просвещение и заботиться о практическом применении открытий. Число академиков было увеличено до 18. При каждом академике числился адъюнкт. Академики, адъюнкты, почетные члены и члены-корреспонденты составляли Академическое собрание.

На выборах академиков предпочтение отдавалось русским ученым перед иностранцами.

Президент Академии по-прежнему назначался царем. В 1803—1917 гг. на посту президента побывали Н. Н. Новосильцев, граф С. С. Уваров, граф Д. Н. Блудов, граф Д. А. Толстой, граф Ф. П. Литке и даже великий князь К. К. Романов. Устав включал в число академических учреждений библиотеку, кабинет медалей и редкостей, музеи ботаники, зоологии и минералогии, астрономическую обсерваторию, физический кабинет, собрание моделей, анатомический театр, химические лаборатории, ботанический сад, типографию, книжную лавку и академический архив.

В 1841 г. к Академии наук была присоединена Российская Академия и среди академиков появились прославленные русские писатели И. А. Крылов, В. А. Жуковский, П. А. Вяземский и др.

На рубеже XVIII и XIX столетий крупнейшим минералогом был акад. В. М. Севергин. В своих капитальных трудах «Первые основания минералогии» (1798 г.) и «Минералогический словарь» (1807 г.) он дал обстоятельные сводки накопленного к тому времени минералогического материала. Задолго до И. Ф. Брейтгаупта им было сформулировано понятие о парагенезе («смежности») минералов, сделан ряд важных открытий о происхождении эвритических валунов, описан генезис соляных месторождений и базальтов. Выполняя завет М. В. Ломоносова, В. М. Севергин в 1809 г. выпустил «Опыт минералогического описания Российского государства» — первую работу по топографической минералогии. После смерти В. М. Севергина работы его продолжил академик Н. И. Кокшаров.

Крупный вклад в геологическую науку внесли академики К. М. Бэр и Г. В. Абих, но особого упоминания заслуживают труды акад. Г. П. Гельмерсена. Геологические экспедиции Г. П. Гельмерсена охватили территорию от Олонецкой губернии до Черного моря и от Алтая и Урала до побережья Балтийского моря. В 1841 г. им была составлена первая геологическая карта Русской платформы с выделением девяти стратиграфических единиц. В дальнейшем Г. П. Гельмерсен разработал методику геологического картирования, и в Геолкоме под его руководством осуществлялось составление геологической карты России. В Академии Г. П. Гельмерсен уделял большое внимание исследованию угольных месторождений; им была изучена геология углей Подмосквового бассейна, Донбасса, Домбровского бассейна в Польше, угленосность Урала и Украины.

Примерно в это же время основополагающие работы по проблеме происхождения почв были опубликованы акад. В. В. Докучаевым. В сво-

ем основном труде «Русский чернозем» (1883 г.) он выдвинул две основные идеи: 1) о географическом, зональном распределении почв в тесной связи с их генезисом; 2) о почве как особом естественном теле — результате взаимодействия климата, материнских пород, растительности и животных организмов. Именно в работах В. В. Докучаева была заложена основа современного почвоведения. Его учениками — акад. К. Д. Глинкой, а также Н. М. Сибирцевым, Г. И. Высоцким и др., почвоведение было расширено до самостоятельного раздела науки.

В конце XIX в. в Академию были избраны Ф. Б. Шмидт (1885 г.), А. П. Карпинский (1886 г.), Ф. Н. Чернышев (1897 г.), а в начале XX в. — Е. С. Федоров (1901 г.), В. И. Вернадский (1912 г.), Н. И. Андрусов (1914 г.), А. П. Павлов (1916 г.).

Выдающийся вклад в геологическую науку внесли работы А. П. Карпинского по петрографии, палеонтологии, тектонике и особенно палеогеографии. Для выявления истории развития Европейской части России А. П. Карпинский впервые применил метод фациального анализа. Ему удалось доказать, что карбоновые отложения Подмосковья и Донбасса резко отличаются друг от друга по петрографическому составу вследствие разных условий осадконакопления в прошлом. В нескольких статьях, изданных в 1919 г., а также в сборнике «Очерки геологического прошлого Европейской России» А. П. Карпинский дал глубокий анализ строения Русской платформы и нарисовал увлекательную картину ее развития. Выяснилось, что колебательные движения глыб фундамента платформы долгое время оказывали влияние на условия накопления пород фанерозоя. В одни геологические периоды фундамент погружался широтно, в другие — меридионально; в связи с этим моря покрывали Русскую платформу то широтными, то меридиональными полосами. Одни из них оказались более или менее параллельными Уралу, другие — Кавказу.

Работы современных геологов, вооруженных данными глубокого бурения, полностью подтвердили выводы А. П. Карпинского.

Основой для минералогических исследований, проводившихся в Академии, был геологический музей; в 1900 г. его директором стал Ф. Н. Чернышев, вложивший много сил и энергии в работу этого учреждения.

Чрезвычайно важное направление в области минералогии развивал адъюнкт Академии Е. С. Федоров. В «Началах учения о фигурах» (1885 г.), «Этюдах по анатомической кристаллографии» (1887 г.), «Симметрии правильных систем фигур» (1890 г.), «Теории кристаллического строения» (1905 г.) и других работах Е. С. Федоров построил методическое основание микроскопии минералов. Его монументальный труд «Царство кристаллов» и многочисленные курсы кристаллографии позволили разработать новую классификацию минералов, в том числе и минералов осадочных пород. Позднее, исследуя горные породы Урала, Е. С. Федоров подробно проанализировал процессы метаморфизма, охарактеризовав последовательность возникновения минеральных ассоциаций.

С именем ученика В. В. Докучаева, акад. В. И. Вернадского, связано возникновение генетической минералогии; он впервые рассматривал минералы как продукты химических процессов, протекающих в земной коре.

Вершинами творчества В. И. Вернадского в области минералогии являются его теория строения алюмосиликатов и работы по изоморфизму элементов в минералах. Взгляды В. И. Вернадского на химическую природу алюмосиликатов Ле Шателье назвал «гениальной гипотезой».

Особенно важное значение имеет фундаментальный труд В. И. Вернадского «Опыт описательной минералогии»; создавая эту работу, ученый пересматривал минералогию с позиций генезиса минералов. Большое внимание в этой работе В. И. Вернадский обращал на выяснение роли деятельности человека в образовании минералов. Кроме того, В. И. Вернадский стремился создать полную топографическую минералогию России.

С 1910 г. В. И. Вернадский проводит изучение минералогии и геохимии отдельных, особенно редких и радиоактивных, элементов на территории России; вместе со своей школой (А. Е. Ферсман, Я. В. Самойлов, К. А. Ненадкевич и др.) он систематически изучает историю химических элементов в развитии Земли и создает новую науку — геохимию.

Геохимические вопросы, связанные с концентрацией некоторых элементов организмами, разрабатываются Я. В. Самойловым и В. И. Вернадским; позднее, после революции, эти разработки были положены в основу книги В. И. Вернадского «Химическое строение биосферы Земли и ее окружение».

Исключительно важное значение для становления литологии имели работы акад. Н. И. Андрусова; сознательно применяя сравнительно-литологический метод для воссоздания условий образования третичных толщ Предкавказья и Крыма, он первый начал систематические исследования современных осадков Черного и Каспийского морей. В работах «Проблемы изучения Черного моря и стран, его окружающих» (1893, 1894 гг.), «Босфор и Дарданеллы» (1905 г.), «Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей» (1889 г.), «Карабугазский залив» (1896 г.) он рассматривал состав донных илов, газовый режим наддонных вод, происхождение фауны и ее распространение в эпиконтинентальных морях юга России. Блестящий пример сравнительно-литологического исследования — статьи Н. И. Андрусова «Южнорусские неогеновые отложения» (1897, 1899 гг.), в которых рассматривались условия образования песчано-глинистых толщ в свете сведений о современных морских осадках. Позднее, в 1922 г., вышла книга академиков Н. И. Андрусова и Н. С. Курнакова «Карабугаз и его промышленное значение», в которой разбирались процессы современного соленакопления. Исследованию стратиграфии юрских и меловых толщ юга России посвятил свои работы акад. А. П. Павлов. Наряду с крупными достижениями в области палеонтологии и геотектоники А. П. Павлов добился больших успехов в исследовании континентальных отложений; среди них он впервые выделил два новых генетических типа осадочных образований: делювий и пролювий.

Итак, к концу 20-х годов XX в. в геологии накопилось много сведений о морских осадках, осадочных породах и рудах. Работы геологов разных направлений подготовили почву для рождения литологии в качестве самостоятельной науки. Среди тех, кто прокладывал пути в этой области, сотрудники Академии наук занимают почетное место.

Первая мировая война неблагоприятно отразилась на развитии Академии наук: средства на ее содержание были сокращены и некоторые ее учреждения полностью прекратили работу.

21 января 1915 г. группа академиков во главе с В. И. Вернадским внесла предложение создать при Академии наук постоянную комиссию по изучению производительных сил страны (КЕПС). В задачи ее входило изучение сырьевых ресурсов, особенно важных для военной экономики: месторождений платины, солей, радиоактивных элементов, слюды, сапропелитов. Комиссия получила средства на издание сборника «Естественные производительные силы России» и организацию отдельных экспедиций. Однако вскоре начатые исследования академиков-геологов были прерваны революцией.

После Великой Октябрьской социалистической революции Академия наук получила полную самостоятельность. В 1917 г. на общем собрании академиков президентом Академии наук СССР был избран старейший геолог — А. П. Карпинский, который оставался на этом посту до 1936 г. включительно. Позднее Академию возглавляли такие крупные ученые, как академики В. Л. Комаров (1936—1945 гг.), С. И. Вавилов (1945—1951 гг.), А. Н. Несмеянов (1951—1961 гг.), а в последние годы — М. В. Келдыш.

В. И. Ленин уже в первые годы Советской власти уделял большое внимание деятельности Академии наук. В своем «Наброске плана научно-технических работ» (1918 г.) он выдвинул ряд важнейших народнохозяйственных проблем, для решения которых требовалось привлечение научных сил Академии наук. Одна из этих проблем — выявление главнейших видов сырья для промышленности. В этом направлении уже работала комиссия по изучению естественных производительных сил России (КЕПС). В ней руководящую роль играли академики В. И. Вернадский и А. Е. Ферсман. По предложению В. И. Ленина были изданы труды этой комиссии, включавшие материалы по осадочным рудам железа, алюминия и марганца.

На протяжении гражданской войны и последующего периода мирного строительства Советское правительство неоднократно проявляло заботу по отношению к Академии. Так, в октябре 1920 г. В. И. Ленин лично дал распоряжение Наркомпросу о выяснении мер по улучшению быта ученых.

В 1927 г. Совет Народных Комиссаров СССР утвердил новый устав Академии, в соответствии с которым усилия Академии наук СССР концентрировались на том, чтобы «приспособлять научные теории и результаты научных опытов и наблюдений к практическому применению в промышленности и культурно-экономическом строительстве СССР». Число действительных членов Академии увеличивалось до 75; был установлен новый, более демократический порядок их избрания. Существенные изменения были внесены в структуру Академии: вместо трех отделений образовано два.

Позднее в связи с углублением и расширением научно-исследовательских работ в Академии ее устав пересматривался трижды (в 1930, 1935 и 1959 гг.). В марте 1959 г. Общее собрание Академии наук СССР по поручению Совета Министров СССР приняло устав, сохранившийся до сих пор и обязывающий вести работы на основе строгого планирования. В обращении к ученым сказано: «Академия наук своими научными исследованиями и всей своей деятельностью активно участвует в построении коммунистического общества СССР, помогает делу защиты социалистических завоеваний трудящихся и укрепления мира во всем мире».

Количество действительных членов Академии в 70-е годы достигло 244 человек; членов-корреспондентов — более 400.

Очевидно, что Академия наук СССР на протяжении советского периода организационного выросла и укрепились; о неуклонном развитии науки на социалистическом этапе свидетельствуют следующие факты. В 1917 г. в системе Академии помимо библиотеки, архива, типографии, словолитни и книжного склада работали один институт, пять лабораторий, шесть музеев, две обсерватории, одна станция, а также академические комиссии, комитеты, бюро и другие учреждения; общее число их достигало 20. В 1934 г., когда Академия наук СССР была переведена из Ленинграда в Москву, в двух ее отделениях насчитывалось 25 институтов, 10 лабораторий, 11 комиссий, один музей, ряд опытных станций. При Общем собрании состоял Совет по изучению естественных и произ-

водительных сил (СОПС), при Президиуме — библиотека, архив, издательство, комитет по подготовке кадров и две комиссии. Кроме того, в системе Академии работали три филиала (Уральский, Дальневосточный и Закавказский) и три базы.

В 1973 г., если не считать учреждений Сибирского отделения, а также Дальневосточного и Уральского научных центров и пяти филиалов АН СССР, то в четырех секциях и 16 отделениях Академии функционировали 102 института, 24 комитета, 32 комиссии, 168 советов, три обсерватории, пять лабораторий, 16 обществ, четыре ассоциации, музей, ботанический сад, архив и ряд других научно-исследовательских учреждений. При этом при Президиуме находились еще два института, 20 советов, семь комиссий, пять комитетов, библиотека, издательство, выставка и 2 дома ученых.

Сразу же после революции бурными темпами начинает развиваться наука в союзных республиках. В 1919 г. была организована Академия наук Украинской ССР; ее первым президентом стал акад. В. И. Вернадский. В 1928 г. Институт белорусской культуры был реорганизован в Академию наук Белорусской ССР. В районах бывших колониальных окраин — на Кавказе, в Казахстане и Средней Азии — создаются филиалы и базы Академии наук, из которых постепенно вырастают республиканские академии. Так, в 1941 г. были организованы Академии наук Грузинской и Литовской ССР, а после Великой Отечественной войны — Академии наук Азербайджанской (1945 г.), Казахской (1946 г.), Латвийской и Эстонской (1946 г.), Таджикской и Туркменской (1951 г.), Киргизской (1954 г.) ССР.

В 1922 г., к моменту образования СССР, в нашей стране насчитывалось несколько сотен научных учреждений. В 1940 г. число научных учреждений вместе с вузами достигло 2359, причем среди них филиалам и отделениям АН СССР принадлежало 786 учреждений. В 1960 г. в стране работали уже 4196 научных учреждений, а к концу 1970 г. — 4985, из них в филиалах и отделениях АН СССР находилось 2458. По сводкам 1970 г., в научных коллективах страны работало 927700 научных сотрудников, среди которых было 23 600 докторов и 224 500 кандидатов наук.

Все эти данные показывают, что наука в нашей стране превратилась в мощную силу, определяющую прогресс общества.

В развитии литологии Академия наук СССР сыграла решающую роль; можно без преувеличения сказать, что труды сотрудников академических организаций создали учение о происхождении осадочных пород и руд.

В предыдущих разделах статьи было показано, как к 20-м годам XX в. в различных областях геологических наук накапливался тот фактический материал, который характеризовал осадочные породы и руды и требовал своего обобщения. Необходимо, однако, подчеркнуть, что приток фактического материала продолжался и в послереволюционный период. Его источником служили широкие геологические исследования, усиленно проводившиеся Академией наук и другими организациями и направленные на решение практических задач.

В 20—30-х годах XX в. геологические учреждения в системе АН СССР возникали одно за другим, причем многие институты выросли из отделов КЕПСа. Так, сразу же после революции был организован Институт физико-химического анализа (акад. Н. С. Курнаков), в 1922 г. — Радиевый институт (академики В. И. Вернадский, В. Г. Хлопин), в 1925 г. — Почвенный институт (академики Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. Д. Глинка), в 1958 г. — Биогеохимическая лаборатория, впоследствии реорганизованная в Институт геохимии и аналитической химии (академики В. И. Вернадский, А. П. Виноградов), в 1930 г. — Петрографический институт (акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг), Минералогический институт (академики А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков), Геологический институт (акаде-

мики В. А. Обручев, А. Д. Архангельский). В последние годы перед Отечественной войной возникли первые учреждения Академии наук, занимающиеся изучением моря: Лаборатория океанологии и Морская гидрофизическая лаборатория. В это же время на базе Петрографического, Геологического, Минералогического институтов был создан Институт геологических наук АН СССР.

Еще в годы гражданской войны под руководством академиков А. Д. Архангельского, И. М. Губкина и П. П. Лазарева начались поиски и разведка железных руд в районе Курской магнитной аномалии. Эти работы не прекращались до конца 30-х годов и привели к открытию богатейших залежей железистых кварцитов. В 1920 г. по инициативе акад. А. Е. Ферсмана были организованы исследования Кольского полуострова; они завершились освоением богатейших апатит-нефелиновых месторождений.

Начатое в том же году комплексное изучение зал. Кара-Богаз-Гол (акад. Н. С. Курнаков), а в дальнейшем — пустыни Каракум, районов Средней Азии, Урала и других районов позволило открыть богатейшие запасы химического и металлургического сырья, топлива. В результате обширных исследований были найдены новые залежи нефти между Волгой и Уралом (акад. И. М. Губкин, Второе Баку).

Из наиболее важных академических экспедиционных работ довоенного времени надо отметить работы следующих экспедиций: Уральской (1938—1945 гг.), по изучению Восточно-Европейской равнины (1938—1941 гг.), Таджикско-Памирской (1928—1935 гг.), Колымской геологической (1929—1930 гг.), Байкальской геохимической (1936 г.), Кавказской (1935—1945 гг.), Центрально-Казахстанской (1936—1938 гг.), Восточно-Сибирской (1940—1945 гг.), Киргизской, Амгунь-Селемжинской и др.

Большой фактический материал, появившийся в литологических статьях, монографиях и учебниках довоенного времени, был подробно разобран ранее в статье «Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи» (Литология и полезные ископаемые, № 5, 1967 г.). Здесь же мы коснемся только тех работ сотрудников Академии наук, в которых содержались крупные теоретические обобщения, поскольку только они составляют характерную черту послереволюционного этапа и отражают важнейшие достижения литологии как науки.

В 20—30-е годы появляется несколько типов обобщающих литологических работ, посвященных осадочным породам и рудам.

В работах первого типа большое внимание уделялось изучению осадков современных морей. Эти исследования в Академии наук продолжали направление, намеченное Н. И. Андрусовым, и проводились акад. А. Д. Архангельским и его школой главным образом в Черном море и на Каспии. В монографии А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова «Геологическое строение и история развития Черного моря» (1938 г.) были детально охарактеризованы типы современных и более древних донных отложений, дана их стратиграфия, изучен механизм осаднения и показана связь осадкообразования с рельефом водосборных площадей. Осадки изучались теми же методами, что и древние осадочные породы; это позволило в 1927 г. акад. А. Д. Архангельскому использовать полученные данные для реконструкции условий образования нефтеносных третичных толщ Дагестана. Таким образом, исследования этого направления, выполненные в 20—30-х годах, имели крупное методологическое значение и открывали дорогу широкому применению сравнительно-литологического метода в будущем.

Вторая группа теоретических работ была в то время представлена исследованиями, в которых литолого-геохимические наблюдения над природными объектами сочетались с физико-химическими экспериментами. К ним принадлежат, например, труды акад. Н. С. Курнакова и его шко-

лы, изучивших современные осадки соляных озер Крыма; они позволили установить основные закономерности метаморфизма рапы в природных условиях. Этот процесс был затем экспериментально воспроизведен в лаборатории. Результаты замечательных опытов Н. С. Курнакова изложены в статьях «Магниево-натриевые озера перекопской группы» (1917 г.) и «Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов» (1938 г.).

Особое место занимали те исследования древних осадочных образований, в которых фактический материал систематизировался на геологической основе; вначале путем анализа выводились глобальные закономерности распределения осадочной руды или породы по отношению к геоструктурам или климатическим зонам, а также во времени, а затем полученным результатам давалось соответствующее истолкование. Именно так были выполнены работы акад. А. Д. Архангельского с сотрудниками, посвященные фосфоритам («Фосфориты СССР», 1927 г.), обобщения академика И. М. Губкина в области геологии нефти («Учение о нефти», 1937), а также очень глубокие труды акад. П. И. Степанова, посвященные закономерностям размещения угольных месторождений. Последние были опубликованы в двух статьях: «Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре» (1939 г.) и «Теория поясов и узлов угленакопления» (1947 г.). В этом же плане, но независимо от работ П. И. Степанова, создана монография акад. Н. М. Страхова «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» (1938—1940 гг.). Хотя в ее названии фигурируют только железные руды, по существу в ней обсуждался также генезис марганцевых руд и бокситов.

Весьма распространенными в довоенное время оказались обобщения материала по древним осадочным породам и рудам, выполненные в петрографическом плане. В них обычно суммировались литолого-петрографические характеристики осадочных образований (песчаников, сланцев, известняков, конгломератов, железных руд и др.), и на основании их структурно-текстурных признаков, а также аналогий с современными осадками описывались условия их возникновения. К таким эмпирическим обобщениям можно отнести книги акад. А. Н. Заварицкого «Введение в петрографию осадочных горных пород» (1932 г.), акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга «Петрография» (1933 г.), акад. Д. В. Наливкина «Учение о фациях» (1933 г.). По существу аналогичным образом был построен чрезвычайно популярный учебник М. С. Швецова «Петрография осадочных пород» (1934 г.), выдержавший впоследствии три переиздания.

В это же время осадочные породы и руды стали объектами минералого-геохимического анализа. В трудах академиков В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и их учеников развивались представления об изоморфизме и парагенезисе элементов и минералов, о кларках, или средних содержаниях элементов в земной коре и осадочных породах, о рудных концентрациях, месторождениях, поясах и провинциях, о различных оболочках (сферах) Земли и их взаимодействии между собой. Делались попытки проследить историю поведения элементов в различных процессах породы- и рудообразования, очерчивалась роль естественной радиоактивности и живого вещества в геологических явлениях. Все перечисленные проблемы освещались в монографиях В. И. Вернадского «Очерки геохимии» (1924 г.), «Биосфера» (1926 г.) и «История минералов земной коры» (1927 г.), а также в многотомной «Геохимии» (1933—1934 гг.) А. Е. Ферсмана; многие разделы этих трудов являются по существу толкованием осадочного процесса с позиций химика и минералога.

К концу предвоенного периода член-корр. АН СССР Л. В. Пустовалов сделал первую попытку нарисовать общую схему осадочного пороодообразования; в 1940 г. в свет вышла его книга «Петрография осадочных

пород». 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.

Идея осадочной дифференциации позволила Л. В. Пустовалову расположить литолого-петрографические описания различных типов осадочных образований в определенный ряд, придать этой ранее беспорядочной гряде фактов известную стройность.

Несмотря на внешнее правдоподобие и убедительность, система, построенная Л. В. Пустоваловым, не во всем соответствовала известным в то время фактам. Тем не менее работа Л. В. Пустовалова дала толчок для постановки исследований, направленных на создание литологической теории.

Великая Отечественная война прервала нормальное течение научной жизни страны, но после ее окончания советская литология в академических учреждениях продолжала бурно расти.

В послевоенный период Институт геологических наук АН СССР был реорганизован; в 1956 г. из него выделились Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ, член-корр. АН СССР М. И. Варенцов, акад. Ф. В. Чухров) и Геологический институт (ГИН, академики Н. С. Шатский и А. В. Пейве). Позднее на базе ИГЕМа возникли Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ, член-корр. АН СССР К. А. Власов), Институт вулканологии АН СССР в Петропавловске-Камчатском и ряд самостоятельных лабораторий. Сразу же после войны Лаборатория океанологии была преобразована в Институт океанологии (ИО АН, акад. П. П. Ширшов, член-корр. АН СССР А. С. Мошин).

Большое значение в развитии литологии не только в системе Академии наук СССР, но и в СССР в целом, имела организация в 1955 г. при ОНЗ АН СССР Комиссии по осадочным породам. Первоначально во главе этой межведомственной организации стояли акад. Н. М. Страхов и д-р геол.-минер. наук В. С. Яблоков, а позднее ее стали возглавлять акад. А. В. Сидоренко и доктора геол.-минер. наук П. П. Тимофеев и А. С. Соколов. Каждые два года Комиссия проводит всесоюзные литологические совещания, посвященные различным проблемам теоретической литологии; ежегодно организуются семинары, совещания и конференции по отдельным вопросам. В заседаниях участвуют сотни литологов разных специальностей и происходит активное обсуждение состояния и задач дальнейших исследований.

При Отделении наук о Земле АН СССР были также организованы Комиссия по глинам (акад. Ф. В. Чухров), Научный совет по рудообразованию (акад. В. И. Смирнов) с секциями бокситов и кор выветривания.

Теоретическая литология в системе Академии наук после войны продолжала развиваться примерно в тех же направлениях, что были намечены в 20—30-х годах.

Значение принципа актуализма и сравнительно-литологических исследований в развитии литологии как науки было обстоятельно рассмотрено во время дискуссии 1951 г., развернувшейся между акад. Н. М. Страховым и член-корр. АН СССР Л. В. Пустоваловым.

Большим вкладом в построение теории литогенеза стали работы по изучению современных осадков, которые выполнялись в ГИНе под руководством акад. Н. М. Страхова. В это время было дополнительно изучено Черное, Каспийское, Аральское и Японское моря, озера Иссык-Куль, Балхаш, южная часть оз. Байкал и содовые озера Кулундинской степи. Позднее в сферу внимания ученых были включены Тихий, Ат-

лантический и Индийский океаны; здесь одновременно с сотрудниками Геологического института работали ученые ИО АН во главе с член-корр. АН СССР П. Л. Безруковым, а в обобщениях геохимических данных участвовали сотрудники Института геохимии и аналитической химии во главе с акад. А. П. Виноградовым.

Важнейшие закономерности современного осадкообразования были описаны в коллективных монографиях «Образование осадков в современных водоемах» (1954 г.), «Тихий океан» (1970 г.), «История Мирового океана» (1971 г.), в книге акад. А. П. Виноградова «Введение в геохимию океана» (1967 г.) и многочисленных статьях.

Сравнение современных и древних морских осадков позволило акад. Н. М. Страхову разработать первое научно обоснованное представление о сущности процессов диагенеза. Позднее в лабораториях Геологического института АН СССР тонкие минералого-петрографические исследования дали возможность дополнить сведения о диагенетических преобразованиях данными о процессах стадии катагенеза.

Разработка физико-химических экспериментов, воспроизводящих природные осадочные процессы, в 40—60-е годы в академических учреждениях не получила должного распространения. Если не считать опытов акад. Н. М. Страхова, посвященных изучению карбонатных равновесий и описанных в книге «Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов» (1951 г.), а также экспериментов по осаждению редких и радиоактивных металлов, проводившихся под руководством акад. А. П. Виноградова, можно утверждать, что это направление в 40—60-е годы не играло существенной роли в литологических построениях. Зато закономерности пространственного размещения древних осадочных пород и руд в это время привлекли к себе внимание многих ученых. В монографиях акад. Н. М. Страхова «Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов» (1951 г.), «Типы доломитовых пород и их генезис» (1956 г.) была показана связь между распространением карбонатных отложений и климатической зональностью разных эпох. Позднее, в книге «Геохимия осадочного марганцеворудного процесса» (1968), Н. М. Страхов установил важнейшие факторы, определяющие локализацию марганцевых руд осадочного генезиса.

Большое значение климатической зональности в локализации угленосных толщ подчеркнули члены-корреспонденты АН СССР Ю. А. Жемчужников и И. И. Горский, существенно уточнившие построения акад. П. И. Степанова.

К иным выводам в отношении генезиса некоторых полезных ископаемых пришел акад. Н. С. Шатский. В серии статей он описал распространение в древних толщах фосфоритоносных, марганцеворудных, глауконитовых и кремнистых формаций, построил их ряды и установил важнейшие черты и эволюции во времени. Пространственные связи некоторых осадочных накоплений с вулканическими явлениями акад. Н. С. Шатский рассматривал как указание на их эффузивный генезис. В дальнейшем взгляды акад. Н. С. Шатского развил акад. Г. С. Дзюценидзе в монографии «Влияние вулканизма на образование осадков» (1965 г.).

Связь между условиями залегания нефтей, россыпей марганцевых, свинцово-цинковых и медных руд и их происхождением доказывается в трудах членов-корреспондентов АН СССР Н. Б. Вассоевича, П. Н. Кропоткина, И. С. Рожкова, акад. А. Г. Бетехтина, акад. АН Киргизской ССР В. М. Попова и др.

Закономерности распространения разнообразных и сильно измененных осадочных образований в метаморфических толщах докембрия исследовались акад. А. В. Сидоренко и его школой. Среди осадочных

эквивалентов метаморфических пород докембрия установлено наличие всех типов осадочных пород, известных в фанерозое: обломочных, глинистых, карбонатных, соленосных, железистых, фосфатных и др. Выявлено широкое развитие в архее и протерозое кор континентального выветривания, в том числе латеритного типа. Сходство характера профилей выветривания в протерозое и фанерозое, по представлениям акад. А. В. Сидоренко, свидетельствует не только о качественном, но и о количественном подобии состава атмосферы этого времени; кроме того, имеются факты, доказывающие присутствие свободного кислорода в атмосфере земли, начиная с архейского времени.

В монографиях «К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ» (1961 г.) и «Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия» (1974 г.), а также в статьях «Проблемы осадочной геологии докембрия» (1963 г.) и «О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия» (1969 г.) акад. А. В. Сидоренко обосновал новый методический подход к исследованию метаморфических толщ докембрия, высказал идею об углекислом и углеводородном «дыхании» осадочно-метаморфических отложений докембрия и вслед за В. И. Вернадским подчеркнул колоссальную древность живого органического вещества. В статьях «О фациях регионального метаморфизма в исходном составе пород» (1972 г.) А. В. Сидоренко наметил принципы выделения типов метаморфизма с позиций осадочного породообразования. Это позволило рассматривать региональный метаморфизм как изохимический процесс и показать, что различия минеральных ассоциаций в амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациях обусловлены неодинаковым составом преобразованных осадочных отложений.

Петрографо-эмпирические обобщения 20—30-х годов после Отечественной войны не получили широкого распространения; этот тип литологических работ постепенно теряет теоретический оттенок и сменяется изданием атласов и справочников.

Наоборот, литолого-геохимические исследования приобретают в 40—60-е годы все больший удельный вес. Существенное значение в теории осадочной геохимии имели работы акад. Н. М. Страхова с сотрудниками «К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород» (1955 г.) и «Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа» (1959 г.). В них было показано, что распределение химических элементов в осадках конечных водоемов стока определяется формами их миграции в реках. Но поскольку в процессах транспортировки многие элементы перемещаются механическим путем, на их последующее распределение влияет не химизм фазы, а гидродинамика водоема. Иначе говоря, законы химических реакций применимы к объяснению генезиса осадочных образований только отчасти. Это сразу же ставит геохимию осадочных пород и руд в особое положение, методически изолирует ее от геохимии эндогенных образований, подчеркивает самостоятельность этого научного направления.

Весьма своеобразное продолжение работ В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана в области осадочной геохимии намечалось в работах акад. А. П. Виноградова и член-корр. АН СССР А. Б. Ронов. Под их руководством и при их участии были составлены атласы палеогеографических карт Русской платформы, а позднее — СССР, для времени от кембрия до четвертичного периода. Эти карты послужили основой для огромных по объему химико-статистических подсчетов, позволяющих представить поведение различных элементов в палеобассейнах прошлого, а также во времени. Полученные материалы дают возможность вычислить примерное соотношение различных типов пород, оценить их относительную распространенность на платформах и в геосинклиналях, проинтерполировать эти данные на осадочный чехол Земли.

Точность принятых методов исследования, воспроизводимость результатов и допустимость некоторых палеогеографических реконструкций вызвали дискуссию, однако очевидно, что начатые работы при соответствующих коррективах могут продвинуть геохимию осадочных пород до границ более точной науки.

Геохимию месторождений редких элементов, в том числе и приуроченных к осадочным отложениям, изучали член-корр. АН СССР К. А. Власов с сотрудниками. В работе «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов» (1966 г.) были описаны типы редкометалльных руд, предложена их рациональная классификация и показано огромное значение вторичных эпигенетических процессов, определяющих их образование.

Фактический материал, накопленный главным образом в послевоенный период, и частные теоретические исследования были обобщены акад. Н. М. Страховым в монографиях «Основы теории литогенеза» (1960—1962 гг.) и «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963 г.).

В первой монографии, отмеченной Ленинской премией, автор, применяя сравнительно-литологический метод, выделил и подробно описал ледовый, гумидный, аридный и интразональный вулканогенно-осадочный типы литогенеза и показал на серии соответствующих карт 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 книгах акад. Н. М. Страхов установил, что в общую картину зональности типов литогенеза вписываются 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.

Изучение каждого из четырех типов литогенеза как цельного природного явления позволило обнаружить ряд совершенно новых особенностей протекающих в них процессов.

Так, при анализе гумидного литогенеза было разработано уже упоминавшееся ранее учение о формах миграции элементов, обоснован и рассчитан общий баланс вещества современного осадконакопления в океанах и морях, показано влияние размеров бассейна на характер и распределение в нем осадков. Акад. Н. М. Страхов предложил новую теорию гумидного рудогенеза, в которой рудообразование рассматривается как функция химико-биогенной садки рудного компонента, влияния гидродинамики и палеогеографии, действия разбавления терригенным материалом, отражающим влияние диагенетических перемещений и перемыва руды с выносом из него глинистых частиц.

По Н. М. Страхову, гумидный рудогенез имеет место только тогда, когда все факторы действуют согласованно; разноречивой уничтожает возможность образования осадочных руд.

Среди накоплений гумидной зоны четко выделялись: россыпи, рудная триада $Al-Fe-Mn$, рудная тетрада $P-CaCO_3-MgCO_3-SiO_2$, накопления органического вещества (угли и горючие сланцы).

При описании аридного типа литогенеза Н. М. Страхов отметил три особенности, принципиально отличающие этот тип от гумидного: аллохтонность вещества, участвующего в породообразовании, уменьшение роли биоса и стадийность развития морских водоемов. Для ранней стадии типично доломитообразование и осаждение триады $Cu-Pb-Zn$, для поздней — осаждение галогенных пород (гипсы, галит и др.).

Большое место в работах Н. М. Страхова отведено вулканогенно-осадочным процессам. Дано подробное описание накоплений Fe, Mn, SiO₂, P, Cu, Pb, Zn, связанных с пепловыми и лавовыми комплексами, и рассмотрен механизм их формирования.

Труды акад. Н. М. Страхова по существу завершили 50-летний этап развития теоретической литологии в нашей стране; ими был заложен фундамент теории литогенеза.

Дальнейшее совершенствование науки об осадочных породах и рудах в значительной мере определяется развитием смежных наук геологического цикла, общей эволюцией геологических представлений о составе и строении Земли как планеты, бурным ростом технических возможностей человечества, а также увеличением потребности промышленности в топливе и сырье.

Одно из важнейших новых направлений литолого-геохимических исследований связано с изучением современных осадков океанов. Осуществление глубоководного бурения в толще океанических илов позволяет дать литолого-фациальную характеристику мезозойско-кайнозойских отложений океанических впадин, нарисовать общую схему развития океанов, оценить геохимический баланс океанического вещества, понять роль и значение вулканических явлений в океаническом осадконакоплении, представить условия накопления океанических полезных ископаемых и поставить вопрос о возможности их промышленного использования.

Литолого-геохимические исследования океанских осадков позволяют разработать принципиальную схему тектонических движений на континентах, решить важнейшие проблемы глобальной геотектоники, такие, как строение геосинклиналей и платформ, рифтовых зон, соотношений мантии и континентальной коры и др.

В свою очередь однозначное решение некоторых чисто тектонических вопросов не может не повлиять на те палеогеографические и палеоклиматические построения, которые широко используются в теоретической литологии.

Словом, изучение современного океанического осадконакопления — чрезвычайно перспективная задача нашей науки.

Другая, не менее важная задача литологии — дальнейшая разработка проблемы докембрия. Сейчас не вызывает, кажется, сомнения, что реконструкция условий докембрийского осадкообразования, с одной стороны, требует детального познания существа катагенетических и метаморфических преобразований, а с другой — позволяет прочесть огромный по времени отрезок геологической истории Земли, в 7 раз превышающий обозримую историю фанерозоя. Исследование процессов метаморфизма и особенно ультраметаморфизма является в свою очередь ключом к пониманию эндогенных процессов в целом и генезиса некоторых эндогенных месторождений в частности. Кроме того, именно с докембрием связаны крупнейшие осадочные месторождения железных руд, сульфидов, россыпей золота, платины и алмазов, которые придают проблеме исследования древнейших отложений важный практический аспект.

Говоря о задачах, стоящих перед литологией в будущем, нельзя не отметить необходимость дальнейшего изучения условий образования и закономерностей размещения разнообразных месторождений осадочных полезных ископаемых от железных руд, бокситов, углей и фосфоритов до скоплений редких, рассеянных и радиоактивных металлов. При этом очень важно, чтобы исследовались не только отдельные, изолированные месторождения, но охарактеризовывались целые металло-

генические провинции и рассматривались генетические связи различных групп месторождений в пределах таких рудных провинций.

Особое внимание должно уделяться месторождениям вулканогенно-осадочного и эксгальационно-осадочного генезиса. В этой области необходимо разработать объективные критерии, позволяющие отличать эффузивный и эпигенетический материал от материала осадочного, или сингенетического. Не менее важной и интересной проблемой представляется изучение рудообразующей роли эпигенетических процессов и разработка методов исследования разнообразных эпигенетических месторождений редких, цветных и радиоактивных металлов.

Крупные и самостоятельные задачи представляют геохимия осадочных пород и руд, экспериментальная литология, палеогеография и палеогидрогеология, геохимия нефтей и твердых битумов и ряд других усиленно развивающихся разделов нашей науки.

В постановке всех этих задач Академия наук СССР играла существенную роль. Можно надеяться, что и при их выполнении академические организации нашей страны займут достойное место, с честью возглавят научно-исследовательские работы и тем самым будут содействовать обеспечению сырьем быстро растущего народного хозяйства СССР.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
5.II.1974

УДК 550.4 : 551.35 (265/266 + 261/264 + 267)

ОБ ЭКСГАЛЯЦИЯХ НА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ КАК ИСТОЧНИКЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ

Н. М. СТРАХОВ

Сделана попытка ориентировочно рассчитать методом абсолютных масс интенсивность глубинного поступления на срединно-океанических поднятиях Fe+Mn в мг/см^2 за 1000 лет. На Северо-Атлантическом поднятии эксгальции составляют 1,80, на Срединно-Индийском — 3,41, на юго-востоке Тихого океана — 15,56 мг/см^2 .

1. ЗАДАЧА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время не вызывает сомнений наличие в области срединных поднятий (хребтов) Атлантического, Индийского и Тихого океанов эксгальций, идущих снизу, из глубоких горизонтов земной коры либо из верхней мантии. Известен в общих чертах и набор элементов, поставляемых эксгальциями. Но два коренных вопроса, связанных с ними, доныне остаются неисследованными, давая пищу разнообразным догадкам. Первый касается средней *интенсивности* эксгальционного процесса, т. е. подачи вещества в мг/см^2 за 1000 лет на каждом из срединно-океанических хребтов; второй — той доли в общем содержании рудных компонентов, какая приходится на эксгальции в осадках каждого океана и совокупности их.

При всей простоте и логической неотвратимости эти вопросы оказываются весьма трудными для достоверного решения. В такой четкой формулировке они даже еще не поставлены и не обсуждались в литературе. Автору известен ряд определений скоростей накопления Fe, Mn и некоторых других рудных элементов в мг/см^2 за 1000 лет (Бостром и др., 1973; Bostrom, 1970; Bender et al., 1970). Но в этих определениях *массы Fe и Mn даются без разделения на два генетических компонента: литогенный и эксгальтивный; поэтому существующие цифровые данные не решают и даже не ставят первого вопроса*. В связи с этим не оказывается базы и для постановки и решения второго вопроса. Решения эти еще нужно искать. А для этого необходимо прежде всего четко поставить вопрос о расчленении валовых содержаний Fe и Mn на литогенную и эксгальтивную их части и разработать методику их разделения.

Настоящее сообщение — попытка исследования в этом направлении. Оно базируется на двух взаимно дополняющих друг друга методах. Од-

ним является вычисление железомарганцевого модуля, т. е. $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Ti}}$,

и его картирование на площади океанов и морей, насколько это возможно при современном состоянии знаний; вторым — метод абсолютных масс, специально приспособленный к нашей задаче.

Из предыдущего сообщения (Страхов, 1974), а также работ зарубежных авторов, явствует, что Ti в современных морских и океанических отложениях — типичный терригенный компонент, отличающийся к тому же обычно мало меняющимися процентными содержаниями в осадке. Что же касается Mn+Fe, то они поступают в бассейны не только с водосборов, но и с вулканическими эксгальтациями, достигая в этих случаях в осадках порой больших концентраций. Это твердо установленный факт. Отсюда вытекает, что вычислив $\frac{Fe + Mn}{Ti}$ и нанеся его значения

на карту, мы сможем по повышенным и высоким его величинам достоверно наметить те участки, где происходят в настоящее время эксгальтационные процессы, и даже различить районы с большей и меньшей их интенсивностью.

Как известно, К. Бостромом и М. Петерсоном (Bostrom, Peterson, 1969) предложен другой модуль: $\frac{Al}{Al + Fe + Mn}$, но он лишен той генетической ясности и целеустремленности, какие свойственны модулю $\frac{Fe + Mn}{Ti}$, ибо в числителе и знаменателе фигурирует литогенный компонент — Al. Кроме того, в ряду изменений коэффициента Бострома трудно найти границу, по которой можно с уверенностью говорить о наличии в осадках эксгальтационного компонента, тогда как в ряду изменений $\frac{Fe + Mn}{Ti}$ такая граница, как увидим ниже, обнаруживается

легко и достоверно. Последнее и заставило автора отказаться от модуля, предложенного К. Бостромом и М. Петерсоном и ввести модуль $\frac{Fe + Mn}{Ti}$. Вместо этого модуля можно было бы пользоваться $\frac{Fe + Mn}{Al}$, как это делает Д. З. Пайпер в работе 1973 г. Но данных по Al гораздо меньше, чем по титану, и картировать этот модуль пока нельзя. Кроме того, диапазон изменений его величин во много раз меньше диапазона изменений железомарганцевого модуля, иначе говоря, он гораздо менее чуток к поступлению эксгальтационного материала; по этим двум причинам автор отказался от его использования.

Метод абсолютных масс достаточно известен и потому, не вникая в технику расчета, ограничусь только указанием на то, как он был модифицирован применительно к целям настоящей работы.

Располагая картой срединных поднятий (хребтов) в океанах, а также распределением станций, в осадках которых производилось определение (в %) суммы рудных элементов ($\Sigma_{p.a.}$), нетрудно рассчитать средние арифметические этих сумм отдельно для хребтов (m_0) и для территории вне хребтов (m_1). *Первая величина оказывается всегда больше второй.* Разницу ($m_0 - m_1$) следует, очевидно, отнести за счет дополнительного поступления рудных элементов снизу, из глубин коры (или верхней мантии). Для перехода от процентных содержаний к абсолютным массам эксгальтационного материала служит карта скоростей современного осадконакопления, опубликованная А. П. Лисицыным (1971, 1973). Получив с ее помощью величину эксгальтационной части $\Sigma_{p.a.}$ в $мг/см^2$ за 1000 лет, можно далее сопоставить ее с величиной общей массы этих компонентов вне хребтов (тоже в $мг/см^2$ за 1000 лет) и тем самым найти долю участия вулканогенного материала в общей массе рудных элементов, свойственных данному океану (Атлантическому, Индийскому, Тихому) и Мировому океану в целом.

Автор отдает себе отчет в том, что полученные таким образом величины имеют пока что прикидочный, ориентировочный характер. С умножением исходных данных улучшится впоследствии и результат вычислений. Но и в современной ситуации эти расчеты представляются полезными, ибо, во-первых, демонстрируют метод объективного иссле-

дования вопроса, а во-вторых, суживает область неопределенностей и фантазирования и во многое вносят ясность и трезвость, столь необходимые для исследования поставленной проблемы.

2. СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Ti}}$

Вычисления железомарганцевого модуля показали, что величина его в современных осадках варьирует в весьма широких пределах 8—1000 (1300). Но разные количественные градации представлены резко неодинаково (фиг. 1).

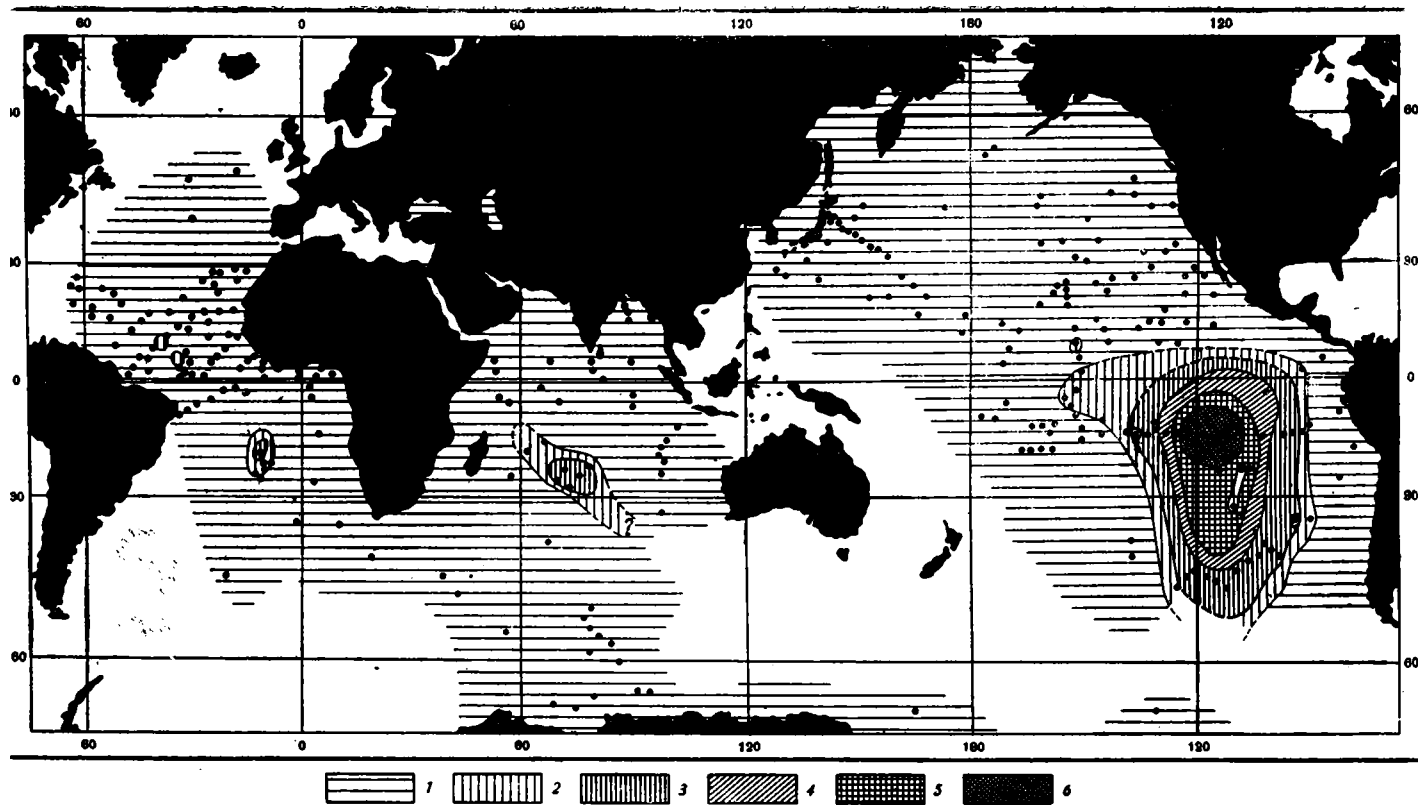
Наиболее распространена наименьшая градация: 10—20. Она чрезвычайно типична прежде всего для внутриконтинентальных морей: Черного, Каспийского, Аральского, а также оз. Балхаш. Число вычисленных точек в них достигает 400, что исключает пропуски больших величин модуля. Значения модуля здесь обычно 10—12, изредка 16—17. Ту же градацию мы встречаем в краевых морях: Японском, Охотском, Беринговом, где число вычисленных точек около 300. Значения модуля здесь 10—13, крайние отклонения 8—17. И наконец, та же градация широко распространена в океанах: Атлантическом, Индийском, Тихом. Хотя вычисленных точек здесь относительно меньше, чем во внутриконтинентальных и краевых морях, все же их достаточно для признания, что градация 10—20 в океанах резко господствует и покрывает сплошь подавляющую часть их дна.

Внутри огромного поля однообразно низких значений модуля повышенные и высокие его градации встречаются редко, притом в специфической обстановке.

В северной части Атлантического океана известны пока две точки с величиной модуля 20—50, и обе локализованы на срединном поднятии; в Южной Атлантике — еще одно пятно несколько больших размеров, где наряду с величинами модуля 20—50 зарегистрирована градация 50—100; они лежат также на срединном хребте. В Индийском океане повышенные значения модуля образуют ареал большей величины. Основная его часть характеризуется градацией 20—50, внутри нее располагаются значения 50—100. Это пятно целиком локализовано на срединно-океаническом хребте. Но главная область повышенных, высоких и очень высоких величин железомарганцевого модуля — юго-восток Тихого океана. По площади этот район равен примерно $\frac{1}{4}$ всего океанического дна. Значения модуля здесь быстро растут от периферии с величинами 20—50 к центральной зоне, образуя concentрические полосы в 50—100; 100—150; 150—300; свыше 300 (максимальные величины 1000—1300). Это область развития эксгальационно-осадочной формации (Страхов, 1974), в нерастворимом остатке которой вулканогенных Fe и Mn 60—90%, а иногда практически 100%. Чрезвычайно высокий модуль (свыше 1000) свойствен рифтовой впадине Красного моря.

Итак, повышенные и высокие значения железомарганцевого модуля строго приурочены только к срединно-океаническим хребтам, а в Тихом океане еще к активным зонам, прилегающим к Восточно-Тихоокеанскому хребту, т. е. к тем участкам дна, которые характеризуются повышенным тепловым потоком со дна, тектонической активностью и поступлением веществ снизу из глубин коры (или верхней мантии).

Чтобы еще ярче оттенить геологическую обстановку, содействующую повышению железомарганцевого модуля, подчеркнем три особенности площадей, которым свойственна самая низкая его градация: 10—20. Это или водоемы, полностью лишенные каких-либо проявлений вулканической деятельности (Черное, Каспийское, Аральское моря, оз. Балхаш), или бассейны с вулканизмом эксплозивного типа — краевые моря *андезитовой* зоны: Японское, Охотское, Берингово, или, наконец, области



Фиг. 1. Распределение железомарганцевого модуля в осадках океанов и морей
 1—10—20; 2—20—50; 3—50—100; 4—100—150; 5—150—300; 6—свыше 300

спокойного излияния океанических базальтов с очень малой пирокластической (северная половина Тихого океана).

Железомарганцевый модуль реагирует позитивно только и исключительно на эксгаляционную форму вулканизма, свойственную срединно-океаническим хребтам, а также некоторой части дна, примыкающей к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Тем самым модуль оказывается важным поисковым признаком на наличие глубинных поступлений $Fe+Mn$ на океаническое дно.

Ценность модуля увеличивает и то обстоятельство, что он не только устанавливает присутствие потока веществ, идущих из глубин коры (или верхней мантии), но позволяет уверенно сравнивать их по интенсивности и площади. Из фиг. 1 явствует, что этот поток на Срединно-Атлантическом хребте выражен слабо, на Срединно-Индийском — сильнее, а на юго-востоке Тихого океана — в наибольшей степени и по величине площади, захваченной им, и напряженности процесса, особенно в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. В рифтовых впадинах Красного моря величина модуля указывает на интенсивность эксгаляций, сопоставимую с юго-востоком океана, но площадь несравненно меньшая.

Так, еще не прибегая к методу абсолютных масс, а пользуясь только железомарганцевым модулем, мы начинаем уже ориентироваться в общих чертах в локализации глубинного подтока материалов на дне океанов и в его относительной силе. Особенно важным считаю то, что модуль этот при своей большой чувствительности отчетливо показывает отсутствие сколько-нибудь уловимых признаков глубинного влияния на содержание Fe , Mn и малых элементов на участках океанов вне срединных хребтов и за пределами юго-востока Тихого океана. Наблюдающееся здесь, особенно в северной половине Тихого океана, некоторое повышение процентных содержаний Fe , Mn и микроэлементов в пелагических илах создается не подводными эксгаляциями, как часто думают, а совсем иным процессом — фракционированием веществ, поступающих с берегов. Механизм его был недавно рассмотрен подробно (Страхов и др., 1973). Низкая градиация железомарганцевого модуля в северной половине Тихого океана (10—20) — только лишнее и вполне объективное подтверждение реальности этого механизма.

Посмотрим теперь, как выглядят поступления веществ снизу на срединно-океанических хребтах, по данным метода абсолютных масс, и насколько вяжутся эти данные с показаниями железомарганцевого модуля.

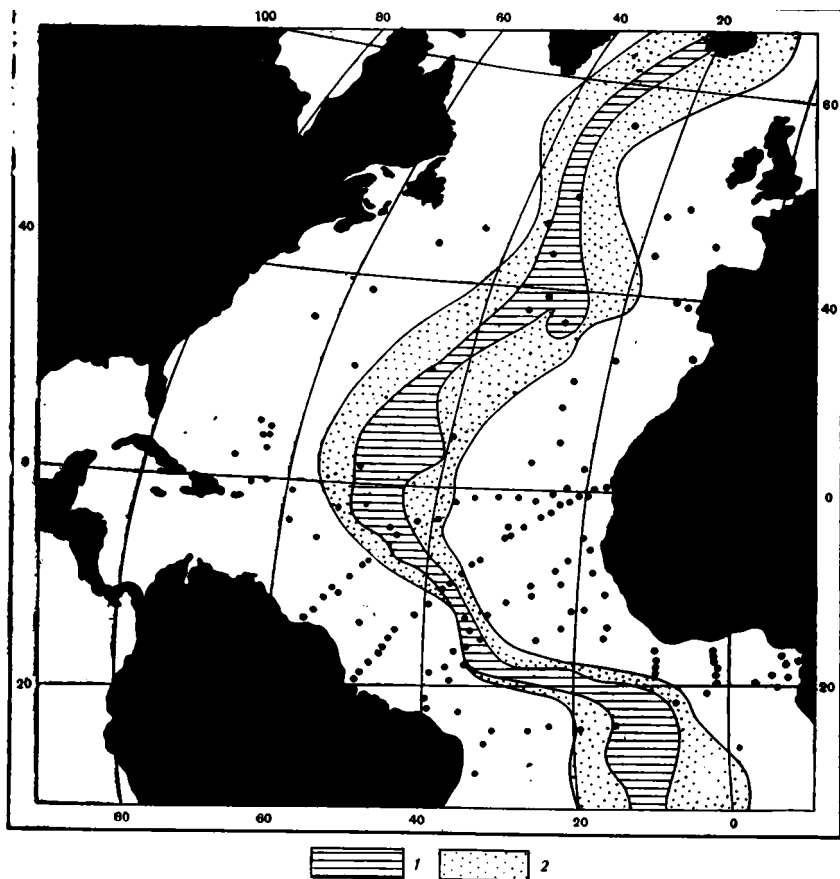
3. ИНТЕНСИВНОСТЬ ПОСТУПЛЕНИЯ $Fe + Mn$ НА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ

Анализ интенсивности этого процесса на срединно-океанических хребтах целесообразно выполнить на примере $Fe+Mn$, ибо по этим двум элементам в литературе имеется наибольший материал, да и по количеству они составляют 98—99% всей массы металлических эксгаляций.

Выясним вначале, насколько отличаются средние процентные содержания $Fe+Mn$ в осадках на Срединно-Атлантическом поднятии (фиг. 2) от содержаний в зонах за пределами поднятия.

В табл. 1 собраны соответствующие данные по Северной Атлантике (Correns, 1935; Wakeel, Riley, 1961; Wedepohl, 1960; Bostrom, Peterson, 1969; Chester, Messina-Hanna, 1970).

Прежде чем анализировать таблицу, разъясним, почему в цифры К. Бострома и М. Петерсена введена поправка. Дело в том, что когда их первичные аналитические данные были пересчитаны на бескарбонатное вещество, оказалось, что сумма бескарбонатного материала весьма значительно превосходит количество глинистого компонента, рассчитанно-



Фиг. 2. Срединно-Атлантический хребт
1 — центральная зона (хребты); 2 — окраинные зоны

го по Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times 5,5$). Причина либо в большой неточности определения Al_2O_3 , что противоречит указаниям авторов на 10%-ную точность анализа, либо в том, что наряду с карбонатами разбавителем было некоторое количество аутигенной SiO_2 . Последнее для осадков хребта казалось вероятным, поэтому первоначальные данные по Al, Fe, Mn были пересчитаны на массу глинистого компонента; тем самым была исключена аутигенная SiO_2 , что заметно увеличило сумму Fe+Mn (аутигенную SiO_2 К. Бостром не определял).

Из табл. 1 явствует, что среднее содержание Fe+Mn на поднятии составляет 5,46%, а на площадях вне его — 5,01%. Разница небольшая, но ощутимая. Причина ее в том, что на поднятии некоторое количество Fe+Mn (0,45%) осело за счет глубинного подтока. Можно было бы думать, что какая-то доля этого последнего материала вынесена за пределы поднятия. Но низкий железомарганцевый модуль (на уровне 10—13) как раз в прилегающих к поднятию точках противоречит этой идее. Массы Fe+Mn, подаваемые снизу, практически полностью оседали на площади самого поднятия.

Переход от процентных содержаний к абсолютным массам в мг/см^2 за 1000 лет осуществляется с помощью карты скоростей современной седиментации, опубликованной А. П. Лисицыным (1971). На карте видно, что полоса поднятия лежит целиком в поле скоростей 10—30 мм/см^2 за 1000 лет, или в среднем — 20 мм/см^2 . При переводе на весовые единицы это означает 2000 мг/см^2 за 1000 лет. Так как средняя карбонатность

**Содержания Fe и Mn в осадках северной части Атлантического океана
(в % на бескарбонатное вещество)**

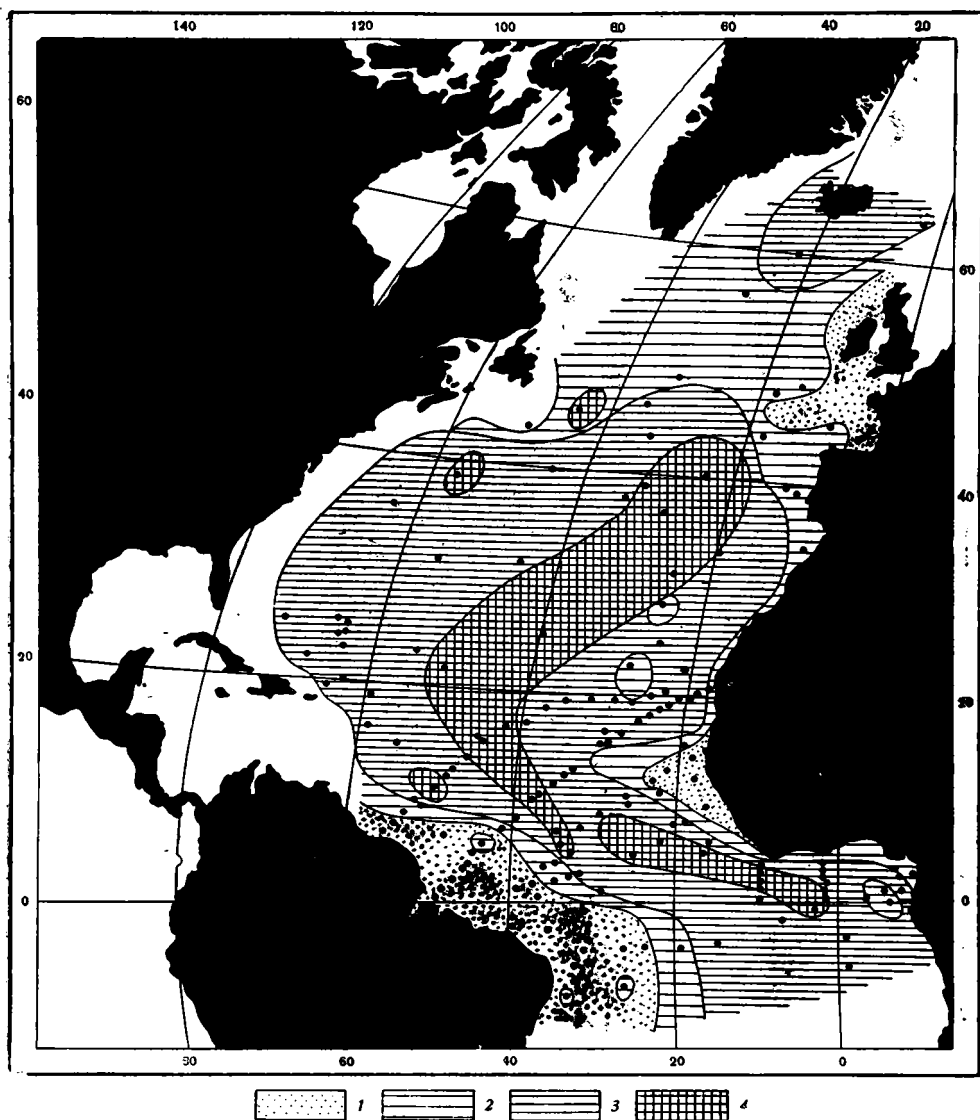
Исследователь, локализация и число образцов	Fe	Mn	Fe+Mn
Р. Честер и Р. Мессина-Ганна			
Поднятие, 9	6,32	0,72	7,04
Западнее поднятия, 10	5,67	0,29	5,96
Восточнее поднятия	5,00	0,30	5,30
С. К. Векил и И. Р. Райли			
Поднятие, 3	7,59	0,18	7,77
Западнее поднятия, 3	6,08	0,42	6,50
Восточнее поднятия, 4	4,65	0,29	4,94
К. Х. Ведеполь			
Поднятие, 2	5,92	0,46	6,38
Западнее поднятия, 6	5,63	0,35	5,88
Восточнее поднятия, 2	6,42	0,29	6,71
К. Корренс			
Поднятие, 18	4,21	0,47	4,68
Западнее поднятия, 26	3,09	0,22	3,31
Восточнее поднятия, 54	5,08	0,3	5,38
К. Бостром и М. Петерсен			
Поднятие, 6*	3,6	0,1	3,7
То же, 6**	4,68	0,13	4,81
Общее среднее по 158 образцам			
Поднятие, 38	5,01	0,45	5,46
Западнее поднятия, 45	4,24	0,26	4,50
Восточнее поднятия, 75	5,06	0,26	5,32
Среднее за пределами поднятия, 120	4,75	0,26	5,01

* Без поправки; ** с поправкой.

осадков на хребте 80%, то бескарбонатного вещества в них 400 мг/см^2 . При 5,46% Fe+Mn в этом веществе заключено $21,84 \text{ мг/см}^2$ обоих элементов, причем Fe 20 мг/см^2 , Mn $1,84 \text{ мг/см}^2$. По данным М. Бендера с соавторами (Bender et al., 1970), скорости накопления Mn в четырех точках на хребте (вне участков с повышенным железомарганцевым модулем) составляют 0,33, 0,35; 0,92; $1,96 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет. Это скорости порядка, близкого к рассчитанной нами. Что касается эксгальтивных Fe+Mn, то при общем их содержании в 0,45% (в бескарбонатном веществе) количество их в мг/см^2 за 1000 лет будет равно 1,80 ($400 \times 0,45\%$). На долю терригенных Fe+Mn придется $20,04 \text{ мг/см}^2$. Как видим, подача Fe+Mn снизу, из глубин коры или верхней мантии, достаточно мала и резко уступает их подаче с берега — соотношения 1,84:20,04.

Зная среднее содержание глубинных Fe+Mn на хребте, можно определить их роль в общей массе обоих элементов в осадках Северной Атлантики. Расчет произведен путем использования так называемого терригенного модуля Атлантического океана (Лисицын, 1973). Терригенный модуль показывает массу веществ, получаемых океаном на 1 км^2 за счет сноса с континентов; в Северной Атлантике она равна 33 т/км^2 в год. Переходя на мг/см^2 в 1000 лет, получаем 3300. При содержании Fe+Mn в терригенной взвеси в количестве 4,6%, на каждый 1 см^2 океанического дна их поступает 152 мг за 1000 лет. Площадь дна вне поднятия относится к площади самого поднятия, как 3,6:1. Отсюда общий внос Fe+Mn в океан будет равняться $(152 \times 3,6) \text{ мг/см}^2 + 21,84 \text{ мг/см}^2 = 569,2 \text{ мг/см}^2$, причем эксгальтивного Fe и Mn в них всего $1,80 \text{ мг/см}^2$ ¹. В процентном

¹ В порядке разъяснения этого приема расчета укажу, что конкретный принос терригенных Fe+Mn на разных участках океанического дна вне поднятия, конечно, сильно варьирует. На непосредственной границе с поднятием он таков же, как на са-



Фиг. 3. Распределение Fe+Mn (в % на бескарбонатное вещество) в осадках Северной Атлантики
1 — менее 3; 2—3—5; 3—5—7; 4 — свыше 7

выражении это составит всего 0,3% $\left(\frac{1.84}{569.2} = 0.003 \right)$. Пай вынесенного

из глубин материала в общем содержании Fe+Mn оказывается достаточно низким. Это хорошо согласуется с широким развитием в Северной Атлантике самой низкой градации железомарганцевого модуля.

Для понимания процессов седиментогенеза в Северной Атлантике очень малая подача Fe+Mn в составе эксгаляций чрезвычайно важна. Она приводит к тому, что средние процентные содержания Fe+Mn в се-

мом поднятии: 20,04 мг/см² за 1000 лет. Но по мере удаления от хребта и приближения к берегу резко — в десятки раз — возрастает. Терригенный модуль нивелирует эти колебания привноса на разные точки вне хребта, приводя их к средней величине 152 мг/см² за 1000 лет.

вероатлантических илах создаются практически за счет фракционирования терригенного материала, поступающего с континентов. По цифрам табл. 1, средние содержания для Fe составляют 4,8%², для Mn—0,31%, а вместе — 5,11%. Естественно, что конкретная картина распределения Fe+Mn (в %) на карте (фиг. 3) — результат прежде всего гидродинамического фракционирования терригенного Fe+Mn, а совсем не воздействия эксгальтативных процессов. Доказательством справедливости такого вывода помимо изложенного выше является то, что максимум в схеме распределения Fe+Mn хорошо совпадает с халистатической областью Северной Атлантики (см. карту в работе Е. И. Баранова, 1971).

4. ПОСТУПЛЕНИЕ Fe + Mn НА СРЕДИННОМ ХРЕБТЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В табл. 2 показаны содержания Fe+Mn на Срединном хребте Индийского океана (фиг. 4) и вне его, по данным А. П. Лисицына (1961, 1966), К. Бострома с соавторами (Bostrom et al., 1969), С. К. Векила и И. Р. Райли (1961), Е. Филиппи (Philippi, 1910), З. В. Пушкиной (1971), О. А. Дворецкой (1971), М. Бендера и К. Шульца (Bender, Schulz, 1969). Несмотря на значительное количество работ, число анализов для поверхностных слоев осадка ограничивается 94³.

Из сопоставления последней и первой строк табл. 2 видно, что избыток содержаний Fe+Mn на поднятии составляет 2,94%, которые следует приписать поступлению веществ снизу, из глубин.

Таблица 2

Содержания Fe и Mn в осадках Индийского океана (в % на бескарбонатное вещество)

Локализация и число образцов	Fe	Mn	Fe+Mn	Примечание
Поднятие (17)	6,55	0,76	7,31	Пять анализов К. Бострома с соавторами (Bostrom et al., 1969) исправлено пересчетом на глинистую массу
К югу и северу от поднятия без Приантарктической зоны (53)	4,18	0,51	4,68	
Антарктическая зона (24)	3,43	0,01	3,44	
Среднее, вне поднятия с Антарктической зоной	4,05	0,32	4,37	

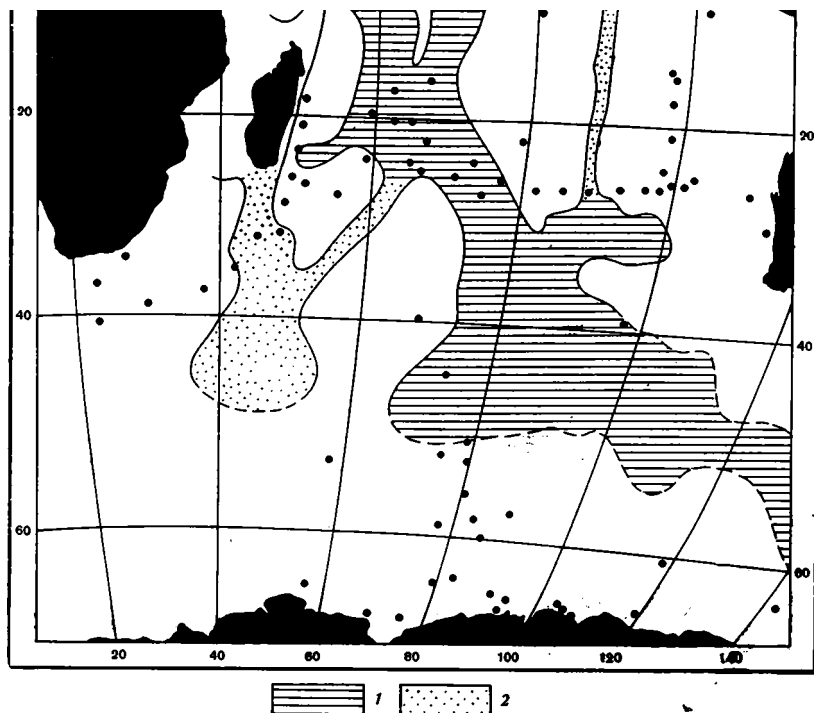
На карте скоростей осадконакопления в океанах (Лисицын, 1971) Срединное Индийское поднятие располагается в поле величин 3—10 мм/см² за 1000 лет или в среднем 6,5 мм/см² за 1000 лет, что отвечает 650 мг/см².

Средняя карбонатность осадков на хребте — 82%, стало быть бескарбонатного вещества в них 18%, или 117 мг/см² за 1000 лет. При содержании в нем 7,31% Fe+Mn абсолютный вес их равен 8,55 мг/см². Из этого количества на долю глубинного компонента приходится: Fe—2,93; Mn—0,51, а всего—3,44 мг/см² за 1000 лет, на долю терригенного — 5,11 мг/см².

Как видим, и в Индийском океане эксгальтативного компонента мало, но все же вдвое больше, чем в Атлантическом. При этом количества вулканогенного и терригенного пая значительно выравниваются.

² По данным Е. М. Емельянова и И. И. Шурко (1973), среднее содержание Fe на всей площади Атлантического океана составляет 5,18%. Понижение содержания Mn в Северной Атлантике сравнительно с Южной видно на карте Mn, опубликованной Турекьяном в 1966 г.

³ Данные Г. Мюллера (Müller, 1967) не учтены из-за принятой им неудовлетворительной методики (HCl-вытяжки).



Фиг. 4. Пролегание поднятий в Индийском океане
Участки поднятий: 1 — активные, 2 — пассивные

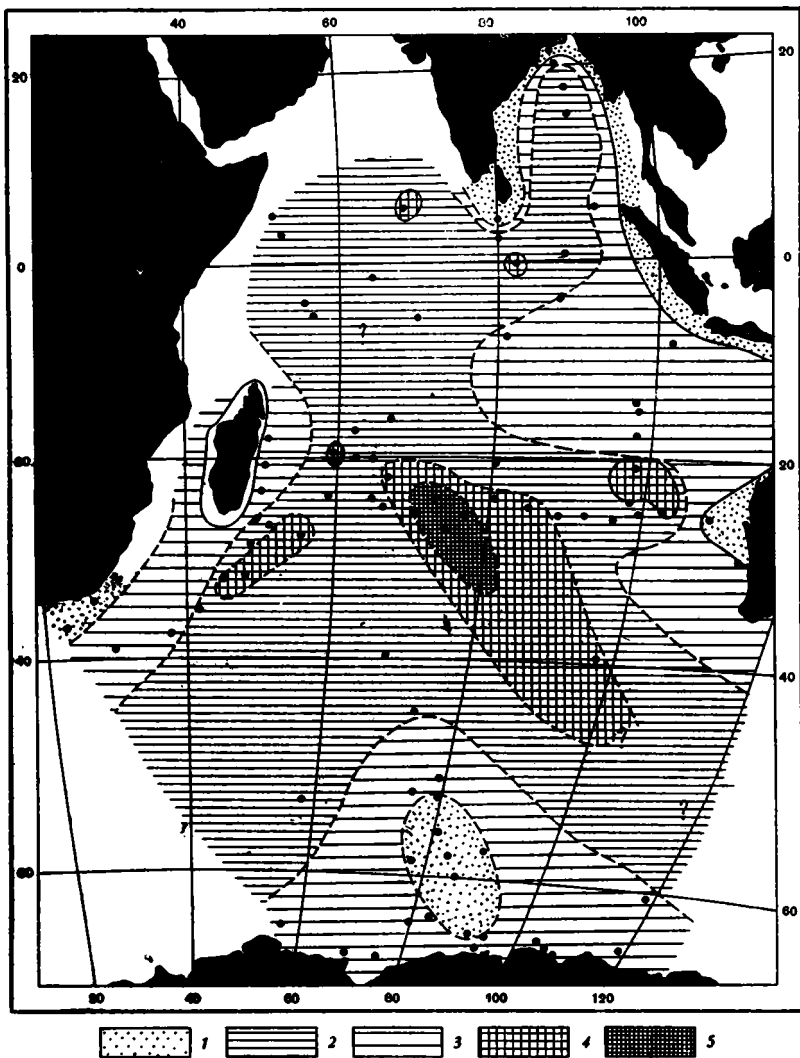
При оценке роли первого из них в общей массе Fe и Mn в осадках Индийского океана в целом будем опять исходить из терригенного модуля этого бассейна, равного 114 т/км^2 , или 11400 мг/см^2 за 1000 лет. При 4,6% в нем Fe+Mn их масса составит 524 мг/см^2 за 1000 лет.

Так как площадь океана вне поднятия относится к площади поднятия как 2 : 1, то роль эксгаляций выразится как

$$\frac{3,44}{(524 \times 2) + 8,55} = 0,003, \text{ т. е. } 0,3\%$$

Это в точности отвечает тому, что мы видели в Атлантическом океане. Малая роль эксгаляций в Индийском океане отражается в широком развитии самой низкой градации железомарганцевого модуля.

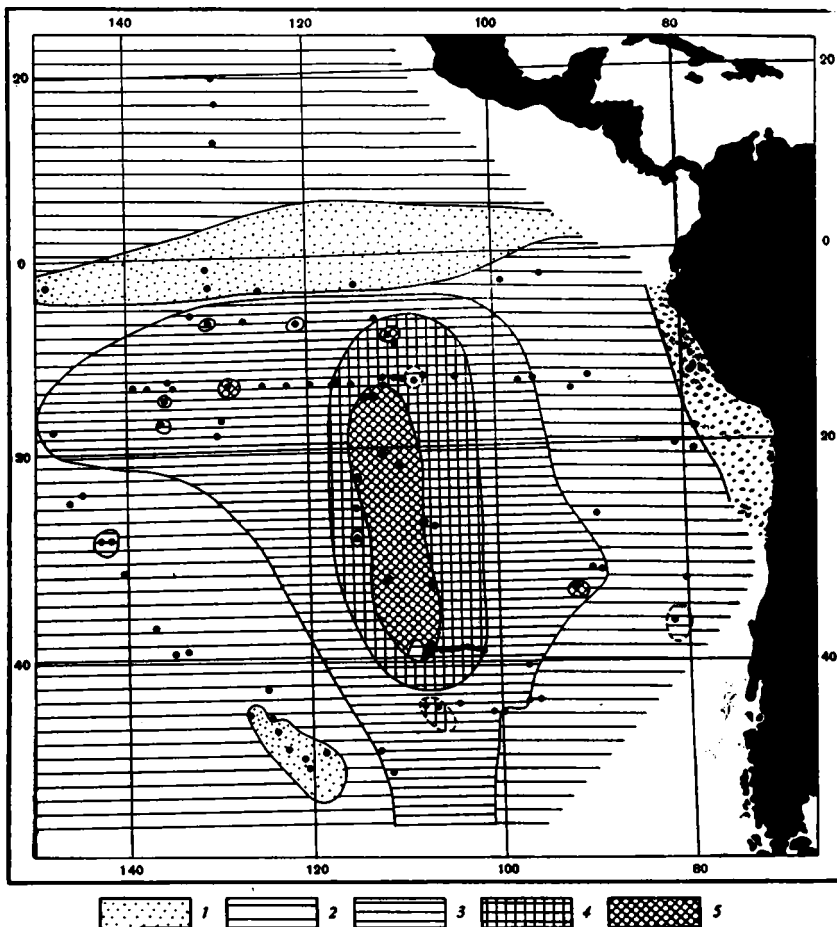
Из этих фактов следует, что среднее содержание Fe+Mn в осадках Индийского океана в целом создается практически терригенным вно-



Фиг. 5. Распределение Fe+Mn (в % на бескарбонатное вещество) в осадках Индийского океана
1 — менее 3; 2—3—5; 3—5—7; 4—7—12; 5 — свыше 12

сом обоих элементов. По данным табл. 2, среднее содержание Fe—4,05, Mn—0,32, а сумма их—4,37%. Распределение ее на площади океана контролируется, очевидно, как и в Северной Атлантике, гидродинамическим фракционированием терригенной взвеси. Характерно, что максимальные содержания обоих элементов совпадают не только с областью поднятия, но и с халистатической зоной океана (фиг. 5)⁴. Без анализа процесса методом абсолютных масс легко было бы приписать такую локализацию целиком действию эксгаляций. Но расчет абсолютных масс показывает, что крупную роль играет здесь также гидродинамическое фракционирование терригенных Fe+Mn, ибо содержание их в осадках поднятия все-таки больше содержания эксгаляционных Fe+Mn.

⁴ Для сравнения см. карту течений в книге Н. М. Книповича (1938).



Фиг. 6. Распределение Fe+Mn (в % на бескарбонатное вещество) в осадках юго-востока Тихого океана

1 — менее 5; 2—5—10; 3—10—20; 4—20—30; 5 — свыше 30

5. ЭКСГАЛЯЦИИ НА ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОМ ХРЕБТЕ И СОСЕДНИХ АКТИВНЫХ УЧАСТКАХ⁵

В Тихом океане поступление Fe+Mn снизу, из глубин, локализовано не только на Восточно-Тихоокеанском поднятии, но и в ряде пунктов, прилегающих к нему. Они объединяются повышенным и высоким железомарганцевым модулем (фиг. 1).

Внешней границей активного вулканического региона является модуль 20, отвечающий приблизительно изолинии содержаний Fe+Mn 10% на бескарбонатное вещество (фиг. 6). Между модулями 20 и 150 располагается внешняя зона активного региона с содержанием Fe+Mn 10—20%. Область внутри модуля (150 и до 1300 образует внутреннюю зону активного региона с содержанием Fe+Mn свыше 20% (до 47,8%).

⁵ Термин «хребет» применительно к Восточно-Тихоокеанскому поднятию рекомендуется Г. Б. Удинцевым (1972, стр. 230). В зарубежной литературе применительно к этой геоморфологической системе употребляются термины «rise» (поднятие) и «ridge» (хребет) — см., например, работы К. Бострома с соавторами (Bostrom et al., 1969, 1973); в первой из них употреблен термин «rise», во второй — «ridge».

Содержания Fe+Mn в осадках активной зоны Тихого океана
(в % на бескарбонатное вещество)

Локализация и число образцов	Fe	Mn	Fe+Mn	Примечание
Внешняя зона активной области (26)	9,1	2,54	11,64	Площади внешней и внутренней зон относятся как 2 : 1
Внутренняя зона активной области (43)	17,1	5,0	22,1	
Общее среднее для активной области (69)	11,8	3,35	15,13	
Площадь океана вне активной области (670—Fe и 663—Mn)	5,5	0,704	6,204	

На фиг. 6 дана схема распределения Fe+Mn внутри каждой зоны. Обращают на себя внимание две ее особенности. Первая — наличие относительно узкой и длинной вытянутой по меридиану полосы максимальных содержаний обоих элементов, превосходящих 30%; она отвечает собственному хребту. Вторая — пестрота содержаний внутри внешней и внутренней зон, что свидетельствует о пестром же размещении на дне активных вулканических очагов и относительно спокойных участков между ними.

В табл. 3 показаны средние содержания Fe+Mn в разных зонах активной области.

Они основаны на анализах, опубликованных Н. С. Скорняковой (1970), Р. Ревеллом (Revelle, 1944), К. Бостромом и М. Петерсеном (Bostrom, Peterson, 1969), К. Бостромом с соавторами (Bostrom et al., 1969), Д. З. Пайпером (Piper, 1971), и единичных пробах из некоторых других работ. Напомню, что анализы относятся к горизонту 0—70 см, захватывая его в разных точках на разную глубину. При мощности эксталяционно-осадочной формации более 6 м оперирование образцами несколько различающихся глубин в пределах верхнего горизонта 0,7 м существенного ущерба для дела принести, понятно, не может.

Из сопоставления средних содержаний Fe+Mn в активном вулканическом регионе в целом и в океане за его пределами следует, что на долю эксталяций приходится 8,95% Fe+Mn.

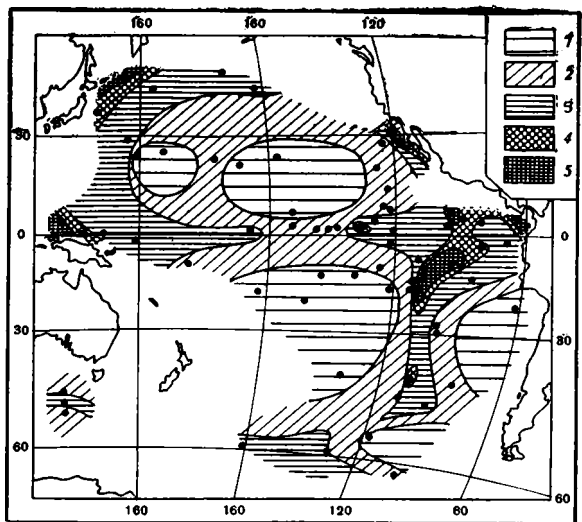
На карте скоростей современного осадконакопления изучаемый регион целиком попадает в поле 3—10 мм/см² за 1000 лет, в среднем — 6,5 мм/см², что отвечает 650 мг/см² в 1000 лет. При средней карбонатности осадка 73% бескарбонатное вещество составляет 175,5 мг/см²; в нем Fe 20,65, Mn 5,86, в сумме — 26,51 мг/см².

Как следует из сопоставления последней и предпоследней строчек табл. 3, на долю эксталятивного Fe приходится 6,3, а Mn — 2,65%. В абсолютных массах это будет у Fe — 11,02, у Mn — 4,54, в сумме — 15,56 мг/см². На терригенные Fe+Mn остается 10,9 мг/см². Впервые мы встречаемся с преобладанием глубинных Fe+Mn над терригенными. При этом содержания Fe и Mn в эксталятивной части существенно сближены в такой степени, какая в терригенном вносе не наблюдается.

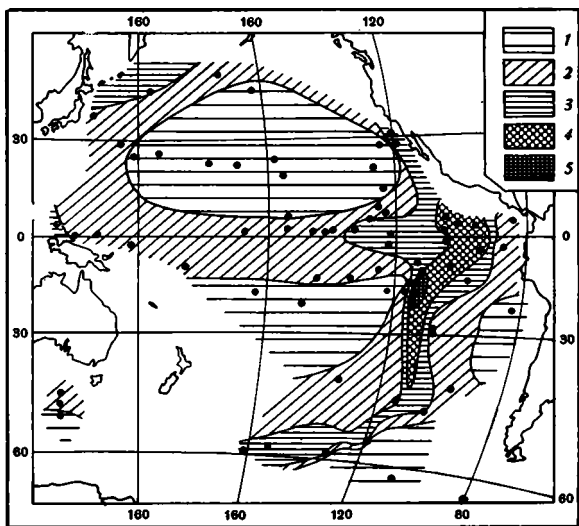
Какова средняя интенсивность эксталяций внутри той длинной и узкой меридиональной полосы, которая протянулась вдоль собственно Восточно-Тихоокеанского хребта и отличается максимальными содержаниями Fe+Mn? Из девяти анализов получаем: Fe—25,9, Mn—7,4, а Fe+Mn—33,3. Из сопоставления с последней строкой табл. 3 следует, что вулканогенного Fe здесь 20,4, Mn—6,7, Fe+Mn—27,1%. Это отвечает в мг/см² за 1000 лет: у Fe — 36, у Mn — 11, у Fe+Mn — 47. В отдельных точках поступление снизу может быть еще активнее.

В 1973 г. К. Бостром с соавторами опубликовали карты абсолютных скоростей накопления Fe и Mn в Тихом океане без подразделения на литогенную и эксгальтивную их части (фиг. 7, 8). Из изучения этих карт видно, что на подавляющей части юго-восточной активной области скорости накопления Fe $10\text{--}30\text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, в среднем — 20 мг/см^2 ; это в точности отвечает рассчитанной мною величине $20,65\text{ мг/см}^2$. Скорости накопления Mn на подавляющей части активной зоны $3\text{--}10\text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, т. е. в среднем $6,5\text{ мг/см}^2$; по моим расчетам, они равны $5,86\text{ мг/см}^2$; числа достаточно близкие. Но на наиболее активной средней части поднятия скорости накопления Fe поднимаются до $30\text{--}60$, в среднем 45 мг/см^2 , а Mn — до $10\text{--}30\text{ мг/см}^2$, в среднем — 20 мг/см^2 . По моим расчетам, средние скорости на наиболее активной части поднятия у Fe — 36, а у Mn — 11 мг/см^2 . Для Fe величины совпадают хорошо, для Mn различаются, но не очень сильно. Эти сопоставления поучительны. Хотя автор этих строк и К. Бостром с соавторами работали совершенно различными методами, общие скорости накопления Fe и Mn на юго-востоке океана получились весьма близкими, почти тождественными. Можно думать поэтому, что найденные величины достаточно правильно отражают природную картину седиментации здесь Fe и Mn, если брать ее без подразделения на эксгальтивную и литогенную части.

Добавлю, что определениями в трех индивидуальных точках в той же осевой части поднятия К. Бостром (Bostrom, 1970) получил скорости накопления Fe $95\text{--}410\text{ мг/см}^2$ за 1000 лет, а Mn — $35\text{--}150\text{ мг/см}^2$ за то же время.



Фиг. 7. Скорость накопления Fe в Тихом океане, в мг/см^2 за 1000 лет по К. Бострому с соавторами (Bostrom et al., 1971, 1973)
1 — менее 6; 2—6—10; 3—10—30; 4—30—60; 5 — свыше 60



Фиг. 8. Скорость накопления Mn в Тихом океане, в мг/см^2 за 1000 лет по К. Бострому с соавторами (Bostrom et al., 1973)
1 — менее 1; 2—1—3; 3—3—10; 4—10—30; 5 — свыше 30

По М. Бендеру с соавторами (Bender et al., 1970), на станции У19-54 на хребте скорость аккумуляции Мп—35 мг/см² за 1000 лет. На склоне хребта величины падают до 1,32 и 0,67 мг/см². Числа наглядно показывают, как резко колеблется интенсивность выноса веществ снизу на разных участках активного вулканического юго-востока Тихого океана. Это и естественно для такого изменчивого во времени и пространстве процесса, как вулканогенное газо- и водовыделение.

Особый интерес вызывает поэтому вопрос: какую же долю в общей массе Fe+Мп тихоокеанских отложений вообще образует внесенный из глубин компонент?

Терригенный модуль Тихого океана — 42 т/км², т. е. 4200 мг/см² в 1000 лет; в нем 193,2 мг/см² Fe+Мп⁶. Площадь активного региона относится к площади всего океана приблизительно как 1:4. Отсюда роль вулканогенных Fe+Мп определяется так:

$$\frac{15,56}{(193,2 \times 3) + 26,5} = 0,026, \text{ или } 2,6\%$$

Эта величина получена при условии, что эксгальтационно-осадочная формация на юго-востоке океана покрывает площадь поднятия сплошь, без выходов на поверхности базальтов и туфов. Но так как такие выходы на деле зафиксированы в ряде мест (Страхов, 1974), то действительная роль эксгальтационных Fe+Мп меньше. Будем обозначать ее как менее 18% без возможности пока дальнейшего уточнения.

Величина в 2,6% — это крупная доля, резко отличающая Тихий океан от Атлантического и Индийского. Возникновение ее обязано, однако, не только заметному усилению силы эксгальтации с 3,44 до 15,65 мг/см², т. е. в 4 раза, но еще в большей степени резкому падению величины терригенного модуля с 114 у Индийского океана до 42 т/км² у Тихого, т. е. почти в 3 раза! Сложный характер явления и большую роль резко уменьшенного разбавления вулканического материала терригенным забывать здесь нельзя.

6. О РОЛИ ЭКСГАЛЯЦИИ КАК ИСТОЧНИКЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНАХ ВООБЩЕ

Таблица 4 подводит итоги изложенному относительно участия глубинного материала в накоплении Fe+Мп в океанах.

Итак, общая масса Fe и Мп, поступающих снизу, во всех трех океанах составляет 20,67 мг/см². Они получены простым суммированием величин, рассчитанных для океанов порознь. Видно отчетливо выраженное тяготение эксгальтации к Тихому океану, особенно, если оперировать процентной формой: 0,3—0,3—2,6%.

Не менее существенно и другое обстоятельство — крайне малая напряженность эксгальтации в единицу времени: 1,80—3,44—15,56 мг/см² за 1000 лет. Такие ничтожные величины трудно даже представить! Особенно ярко сказывается крайняя слабость этого процесса на срединных хребтах, если сравнить его с тем, что наблюдается в Красном море. По данным Т. Ку с соавторами (Ku et al., 1969), средняя скорость накопления рудных элементов здесь свыше 40 см в 1000 лет, что составляет 40000 мг/см² за 1000 лет. При объемном весе сухого осадка 0,3 это составит 12000 мг/см² в 1000 лет. Среднее содержание Fe+Мп в осадках — 29,7% (Bischoff, 1969). Таким образом, накопление рудной массы происходит со скоростью 4000 мг/см² в 1000 лет. Это больше чем на два

⁶ В сообщении А. П. Лисицына (1973) терригенный модуль указан ошибочно — 4,2 т/км².

порядка превосходит эксгальтивную седиментацию в Тихом океане, не говоря уже об Атлантическом и Индийском. Но в отдельных точках интенсивность рудного процесса в Красном море выше. Так, в скв. 127Р при скорости седиментации в 63 см в 1000 лет, т. е. 63000 мг/см², и со-

Таблица 4

Доля эксгальций в общей массе Fe+Mn в океанических отложениях

Океан	Fe	Mn	Fe+Mn	Примечание
Атлантический				
а)	1,04	0,76	1,80	а) внос в мг/см ² за 1000 лет;
б)			0,3	б) доля эксгальтивных Fe и
Индийский				Mn в общей массе этих
а)	2,93	0,51	3,44	элементов, %
б)			0,3	
Тихий				
а)	11,02	4,54	14,56	
б)			<2,6	
Все океаны				
а)	14,95	5,82	20,77	
б)			2,1	

держании рудных компонентов в 27,3% она достигает 5100 мг/см² за 1000 лет. Возможно, что разница интенсивностей эксгальций в океанах и Красном море объясняется отчасти тем, что в последнем вулканогенный материал поступает в ограниченный по размерам резервуар, заполняя впадины дна, в океанах же растекается на большую площадь. Но это различие едва ли имеет решающее значение, ибо ведь на срединных хребтах также существуют ограниченные по размерам впадины, где эксгальтивные Fe+Mn должны концентрироваться и, стало быть, демонстрировать большую интенсивность глубинного выноса. Но ничего подобного красноморской интенсивности эксгальций (в мг/см² за 1000 лет) даже в Тихом океане пока неизвестно, по крайней мере в доступных исследованию верхних 6 м осадка. Кроме того, при интенсивном выносе снизу неизбежно было бы появление в воде гидрохимических аномалий, которые, однако, пока что тоже в океанах неуловимы. Поэтому приходится считать, что интенсивность глубинного выноса на срединно-океанических хребтах действительно невелика и многократно (на два порядка) меньше той, какая свойственна настоящему рудному процессу в Красном море.

Мы подходим теперь к главному вопросу настоящего сообщения: какова же доля участия эксгальций на срединно-океанических хребтах в общем накоплении Fe+Mn в океанических отложениях? Оценить ее можно следующим образом.

Поступление терригенного и вулканокластического материала на площадь океанов составляет, по последней оценке А. П. Лисицына (1973), около 25000×10^6 т; при площади океано 358×10^6 км² на 1 км² приходится 70 т, что отвечает 7000 мг/см² в 1000 лет. При среднем содержании в терригенном вносе Fe+Mn 4,6% масса их — 322 мг/см² в 1000 лет. Отсюда роль глубинного компонента в общем количестве Fe+Mn в океанах будет оцениваться так:

$$\frac{20,77}{(322 \times 3) + 20,77} = 0,021, \text{ или } 2,1\%.$$

Напомню, что объемный вес поверхностных фораминиферовых отложений молчаливо принимался ранее равным 1. В действительности он

несколько меньше и достигает, по М. Бендеру с соавторами (Bender et al., 1970) 0,8—0,7. Отсюда реальная доля глубинных веществ не 2,6, а 1,5—1,7%.

Насколько надежна такая оценка роли эксгаляций?

Учитывая ограниченность аналитических данных по океанам, особенно Индийскому, а также приблизительность карты скоростей современного осадконакопления, особенно на площадях срединно-океанических поднятий, приходится рассматривать приведенные выше расчеты только как более или менее вероятную прикидку с погрешностью порядка минимум 50% найденной величины. Поэтому окончательной формой оценки будет $1,5 \pm 0,7\%$ или $1,7 \pm 0,8\%$.

Несмотря на свой прикидочный характер, эта оценка представляет несомненный интерес в двух отношениях.

Она впервые выражает числом роль срединно-океанических эксгаляций во вносе в океан рудных элементов; оказывается, что значение их в общем-то ничтожное и не выходит за пределы двух первых единиц процентов. Вместе с тем выясняется особая роль Тихого океана, точнее юго-восточной его части, в качестве поставщика рудных эксгаляций в океаническую водную массу.

Выражаясь фигурально, здесь локализуется главная газотоющая рана океанов, и по ней никак нельзя судить о роли эксгаляций как источнике рудных элементов в океанских осадках, взятых как целое.

Не могу не отметить также, что распределение интенсивностей эксгаляций в океанах в $мг/см^2$ за 1000 лет хорошо согласуется с распределением величин железомарганцевого модуля осадка. Больше того, модуль оказывается даже более чутким, эффективным выражением пространственных изменений интенсивностей эксгаляций. Это делает необходимым определение модуля в последующих работах по океаническим осадкам, а стало быть, обязательным анализ их не только на Fe и Mn, но и на Ti.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов Е. И. Основные черты динамики вод системы Гольфстрима. В сб.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
- Бостром К., Фаркуарсон Б., Эйл У. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Доклады, т. IV, кн. I. М., «Наука», 1973.
- Дворецкая О. А. Осадки Индийского океана южнее о. Цейлон.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Емельянов Е. М., Шурко И. И. Железо в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3.
- Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.— Л., 1938.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П. Скорости современного и древнего осадконакопления в океане.— Океанология, 1971, № 6.
- Лисицын А. П. Скорость современного и древнего осадконакопления в океанах. В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс, Доклады, т. IV, кн. I. М., «Наука», 1973.
- Пушкина З. В. Распределение рассеянных элементов в осадках Индийского океана южнее о. Цейлон.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Скорнякова Н. С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— В сб.: Осадкообразование в Тихом океане, т. I, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Страхов Н. М. Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и генезис.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Северо-Западной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.

- Bender M., Scholz C.* Distribution of trace metals in cores from a traverse across the Indian ocean.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, No. 2.
- Bender M., Ku J., Broecker W.* Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 8, No. 2.
- Bender M., Broecker W., Gornitz V., Middel U., Kay K., Suu S., Biscaye P.* Geochemistry of three cores of East Pacific Rise.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 12, No. 4.
- Bischoff J. L.* Red sea geothermal Brine deposits, their mineralogy, geochemistry and genesis. Hot brines and recent Heavy Metal Deposits, in the Red Sea, 1969.
- Bostrom K.* Submarine volcanism as a Source for iron.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. No. 9.
- Bostrom K., Peterson M. N. A.* The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow of the East Pacific rise.— *Marine Geol.*, 1969, v. 7, No. 5.
- Bostrom K., Peterson M., Joensuu O., Fischer D.* Aluminium-poor ferromanganese sediment on active oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74.
- Bostrom K., Kraemer T., Gartner S.* Provenance and accumulation rates of opalins Silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific Pelagic Sediments.— *Chem. geol.*, 1973, v. 11, No. 2.
- Chester R., Messina-Hanna R.* Trace elements Partition patterns in North Atlantic deep-sea sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, No. 10.
- Correns C.* Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans.— In: *Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition «Meteor»*, B. 3, Berlin, 1935.
- Ku T., Thurber T., Mathelin G.* Radiocarbon Chronology of Red Sea sediments. Hot brines and recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, 1969.
- Müller G.* The HCl soluble iron, manganese and copper content of recent Indian ocean Sediments off the Eastern coast of Somalia.— *Mineralium Deposits*, 1967, v. 2, No. 1.
- Philippi E.* Die Grundproben der Deutsche Südpolar Expedition 1901—1903. *Deutsche Südpolar*, 2, H. 6, 1910.
- Piper D. Z.* Origin of Metalliferous sediments from East the Pacific Rise.— *Earth. a. Planetary Sci. Letters*, 1971, v. 19, No. 1.
- Wakeel S. K., Riley I. R.* Chemical and mineralogical Studies of deep-sea Sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 25, No. 2.
- Wedepohl K. H.* Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 18, No. 3/4.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
3.I.1974

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ВЗВЕСИ И ВОДЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

А. П. ЛИСИЦЫН, В. В. ГОРДЕЕВ

Для изучения взвешенных и растворенных в морской воде элементов использованы метод атомной абсорбции и количественный эмиссионный спектральный анализ. Выполнено более 5000 анализов воды и взвеси из Тихого и Индийского океанов. Для концентрирования растворенных металлов использованы методы жидкостной экстракции и соосаждения с железом. Проведены определения содержащий элементов в водах рек Северного Ледовитого океана и Черного моря, в золотой взвеси, собранной над Атлантическим, Тихим и Индийским океанами. Полученные данные сопоставлены со всеми надежными определениями для Мирового океана, определены средние содержания элементов во взвеси и растворенной форме. Установлены закономерности распределения элементов во взвеси и воде, ряды миграции элементов в океане. Показано большое значение сочетания ряда факторов, из которых особенно важны биогенные. Данные о средней распространенности элементов во взвеси и растворах сопоставлены с пелагическими осадками, речной взвесью, золотой взвесью над океанами, осадочными породами и средним составом земной коры.

В настоящее время недостаток знаний по химическому составу взвеси и морской воды — одно из главных препятствий в развитии геохимии и литологии осадков.

Большая часть определений, приводимых в литературе, выполнена без разделения на взвешенную и растворенную части, как правило, в береговых лабораториях, после достаточно длительного хранения проб в стеклянной или пластмассовой посуде, что приводило к загрязнениям проб и нарушениям природных соотношений между формами элементов.

Недостаточно развита также и методика аналитического определения элементов, в особенности рассеянных, в морской воде и во взвеси, поскольку большая их часть находится в крайне низких (10^{-7} — $10^{-8}\%$) концентрациях на фоне значительных концентраций элементов основного солевого состава.

Много трудностей методического порядка возникает и при отборе проб батометрами или иными приборами и при выделении малых количеств взвеси из воды. При столь ничтожных концентрациях возможно загрязнение проб материалом батометров, тросов океанографических лебедок, пылью на палубе и в лаборатории, загрязнениями, постоянно присутствующими в реактивах и материале мембранных фильтров.

Все эти обстоятельства приводили к тому, что распределение железа, марганца, малых элементов в океанах почти не изучено. «Изучение содержания и распределения микроэлементов в водах Тихого и других океанов и морей — задача будущего» (Тихий океан, 1966, стр. 244). Если даже общие представления о концентрации для многих элементов отсутствуют, то еще меньше данных имеется для познания основных форм миграции этих элементов (взвешенной и растворенной).

Тем не менее значение изучения содержания элементов во взвеси и растворенном виде в океанских водах настолько велико, что группа

сотрудников лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР на протяжении ряда лет разрабатывала и внедряла новую методику, которая отвечала бы современному уровню развития аналитической техники и требованиям литолого-геохимических исследований. Разработанные приемы были затем широко использованы в экспедиционных исследованиях в разных частях Мирового океана, а также для изучения речного стока бассейнов Северного Ледовитого океана и Черного моря, воздушной взвеси над океанами и морями и др.

В настоящем сообщении затрагиваются в основном результаты изучения океанской воды и взвеси, проведенного в 8-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в июне — октябре 1972 г. в юго-восточной части Тихого океана, в том числе и в области распространения на дне металлоносных осадков в сопоставлении со всеми надежными определениями по Мировому океану. Изучение содержания Fe, Mn и других элементов в океанской воде и во взвеси в данном районе может пролить свет на пути поступления их на океанское дно.

Обширные материалы получены также и из Перуанского апвеллинга — области подъема глубинных вод к поверхности, где значения первичной продукции фитопланктона оказываются намного выше, чем в наиболее продуктивных районах Мирового океана, например в Азовском море. Необычные условия приводят здесь к накоплению необычных для этой климатической зоны океанов осадков — кремнистых диатомовых илов, осадков, резко обогащенных органическим веществом, современных фосфатных конкреций, глауконита, костных осадков и др.

Привлечены также неопубликованные собственные материалы по Индийскому и Атлантическому океанам и центральной части Тихого океана.

МЕТОДЫ ОТБОРА И АНАЛИЗА ПРОБ

Разработка надежной методики отбора и анализа проб весьма сложна и трудоемка.

Пробы морской воды отбирались винипластовыми и поливинилхлоридными батометрами (объемом 7 и 30 л), а из поверхностного слоя — пластмассовым ведром на ходу судна. После многократного промывания посуды проба переносилась в полиэтиленовую канистру и немедленно фильтровалась через мембранные ультрафильтры № 3 (размер пор 0,7 мк) Мытищинской фабрики. Через каждый фильтр в зависимости от концентрации взвеси пропускали 2—6 л воды. Фильтрация велась параллельно через несколько фильтров с определением средневзвешенного значения концентрации.

Отфильтрованная вода поступала на анализ немедленно после завершения фильтрации, фильтры промывали несколько раз бидистиллированной водой и высушивали в эксикаторах.

Основными методами определения содержания малых элементов во взвеси и в воде были приняты наиболее чувствительные: атомная абсорбция с применением атомно-абсорбционного спектрофотометра «Сатурн» и инструментальный нейтронно-активационный анализ. Часть проб взвеси анализировалась по специально разработанной методике количественным спектральным методом. Была проведена значительная работа по сопоставлению этих методов и выявлению возможных загрязнений в веществе мембранных фильтров, дистиллированной, бидистиллированной воде, реактивах. Было установлено, что при средних концентрациях Fe, Cu и Zn во взвеси относительная ошибка атомно-абсорбционного определения не более 10—12% (Гордеев, Петраш, 1973).

Методы отбора взвеси и ультрафильтрации были описаны ранее (Лисицын, 1961).

Наряду с отечественными использовались фильтры «Синпор» (ЧССР).

Растворение фильтра со взвесью проводилось во фторопластовых бомбах при температуре 70°С в серной и соляной кислотах особой чистоты; применялся бидистиллят, полученный в кварцевом бидистилляторе. Предел обнаружения Fe, Cu, Mn, Zn во взвеси (по 2-сигмовому критерию) составил для Fe—0,1, для остальных элементов—0,01 мкг/л.

Si и Al во взвеси определялись методами количественной эмиссионной спектрографии, частично химическими методами. Чувствительность метода для Si и Al—0,3 мкг/л, относительная ошибка при обычных содержаниях—около 20%.

Ю. И. Беляев и В. В. Гордеев (1972) разработали также беспламенный атомно-абсорбционный метод определения Mn, Pb, Ag и Cd во взвеси. В настоящее время внедряется новый атомно-флуоресцентный метод анализа взвеси, отличающийся исключительно высокой чувствительностью (Ю. И. Беляев, В. Н. Орешкин).

Прямое определение большинства микроэлементов, растворенных в океанской воде, в настоящее время невозможно даже самыми чувствительными методами. Необходимо проводить их предварительное концентрирование с применением вымораживания, выпаривания, жидкостной экстракции, соосаждения и др.

В наших исследованиях параллельно широко использовались два метода жидкостной экстракции: система пирролидиндитиокарбамат аммония—метилизобутилкетон (АПДК—МИБК) и система гексаметилендитиокарбаминат—гексаметилен аммония—бутиловый эфир уксусной кислоты (ГМДТК—ГМА—БА) (Алимарин и др., 1972; Brewer et al., 1969). Этими методами осуществлялось концентрирование растворенных в воде малых элементов в 50 раз. Чувствительность для Fe, Ni, Cu, Zn—0,1—0,2 мкг/л, коэффициент вариации при семи повторных анализах—7—12%.

Для определения растворенных Cu, Zn, Mn, Ni, Co, Cd, Cr проводилось соосаждение с гидроокисью Fe из 2 л воды, что обеспечивало 200-кратное концентрирование и чувствительность определения 0,05 для Cd, 0,1—для Cu, Mn, Ni, Co, Cr и 0,2 мкг/л для Zn. Параллельные определения в одних и тех же пробах методами жидкостной экстракции дали следующие стандартные отклонения: для Zn—8,7% (при среднем содержании в пробе 7,1 мкг/л Zn); Fe—15% (1 мкг/л Fe); Ni 24% (0,7 мкг/л Ni); Cu—30% (0,4 мкг/л Cu).

Параллельные определения методами жидкостной экстракции и соосаждения с Fe проведены почти для 150 проб, причем оказалось, что метод соосаждения дает близкие, но несколько заниженные результаты по сравнению с методом жидкостной экстракции. Это связано, по-видимому, с частичной потерей гидроокиси Fe при фильтрации.

Всего за один рейс выполнено 270 анализов растворенных в воде микроэлементов методом жидкостной экстракции и 330 соосаждением с Fe. Вместе с анализами, выполненными в лаборатории теми же методами ранее, это дает надежный материал для характеристики малых элементов, взвешенных и растворенных в водах Мирового океана.

Особое внимание было уделено отработке и проверке методик, поскольку вследствие методических погрешностей значительная часть определений, сделанных ранее для Мирового океана, в настоящее время взята под сомнение, а многие забракованы.

Для постоянной проверки надежности определений элементов во взвеси и растворенных формах использовалось несколько методов контроля. Широко применялись международные стандарты (G-1 и др.), метод меченых атомов, который впервые использован на борту судна, а также первые работы на международной интеркалибрационной станции «Геосек» (Spencer et al., 1970), с которой были начаты массовые

Содержание микроэлементов в воде и взвеси океанов и морей (в мкг/л, если не оговорено особо)

Регион	Si, взвешенный	Al, взвешенный	Fe	Fe	Mn	Mn	Cu	Cu	Zn	Zn	Ni	Co	Cd	Cr	Источник
			растворенное	взвешенное	растворенный	взвешенный	растворенная	взвешенная	растворенный	взвешенный	растворенный	растворенный	растворенный	растворенный	
Т и х и й о к е а н															
Восточная часть	0,5—128,0 11,7(259**)	0,2—40,0 2,3(250)	<0,2—13,5 1,6(205)	<0,1—14,0 2,0(350)			<0,01—0,82 0,09(312)	<0,1—5,6(ж.э) 0,80(270;3)	<0,01—2,7 0,20(367)	0,6—35,0(ж.э) 7,60(270)	<0,01—3,5 0,63(362)	<0,2—2,3(ж.э) 0,78(185;34)			Данная работа
	0,12—56,2%*	0,06—11,7%		<0,04—6,4%			<0,001—0,52%	<0,1—4,5(с.)	<0,0025—1,0%	0,2—27,0(с.)	<0,005—2,7%	<0,1—2,0(с.)			
	4,5%(251)	0,74%(238)		0,95%(400)			1,5(256***74)	0,04%(373)	0,55(320;12)	0,089%(367)	6,1(325)	0,34%(362)			
Северо-восточная часть, море Уэддела		1,0—120,0 1,5													(Sackett, Arrhenius, 1962)
Северо-восточная часть		0,0—41,0 (21)													(Joyner, 1964)
»			5,57					1,37		3,78		2,29	0,0291		(Spencer et al., 1970)
Центральная часть	0,0—52,0 (174)	0,02—4,6% 0,64%(72)													(Лисицын и др., 1966)
	0,04—7,5%														
	2,3%(72)														
»	0,7—120,0 12,8(243)	0,2—15,0 2,2(242)		<0,1—16,0 2,1(198)			0,003—0,54 0,07(58)		<0,01—2,1 0,26(198)		<0,01—3,6 0,78(198)			(Беляев, Гордеев, 1972) (Гордеев, Петраш ,1973)	
»								0,3—2,3 1,1		0,0—20,4 3,0					(Баранник и др., 1973)
Тихий, Индийский и Южный океаны	<0,5—120,0 15,0(70)	1,1—94,0 5,1(70)		1,7—85,0 11,8(70)											(Toyota, Okabe, 1967)
Прибрежные воды Калифорнии			0,6—10,8 (9)	1,3—37,4 (9)			1,3—6,6 (9)	0,2—6,4 (9)	0,4—28,2 (9)	0,3—13,0 (9)	0,4—2,5 (9)	0,1—1,2 (9)			(Brooks et al., 1967)
А т л а н т и ч е с к и й о к е а н															
Саргассово море			0,1—9,4 1,7	0,0—8,8 1,8											(Menzel, Spaeth, 1962)
»			0,0—0,8 0,25					0,1—21,3		0,8—52,6		0,5—2,6	0,0—0,5 0,09		(Spencer, Brewer, 1969)
»			0,9—19,8 (25)					0,48—7,9 (25)		1,0—6,55 (25)					(Brewer et al., 1972)
Прибрежные воды США		0,4—70,0 (39)		0,0—2,0 (39)											(Atkinson, Stephansson, 1969)
Залив Мэн		0,23—300,0 (16)		0,52—111,1 (16)			0,10—8,4 (16)		0,05—0,25 (16)		0,07—0,48 (15)				(Spencer, Sachs, 1970)
Северная часть			3,0—12,0 6,8				0,5—7,5 2,7	0,5—10,3							(Емельянов, Власенко, 1972)
Восточная часть и Карибское море				0,027—2,56 0,177(0—300 м) 0,255(> 300 м))	(296)										(Betzter, Pilson, 1970)
Восточная часть				2,5—49,4 (16)											(Head, 1971)
Мексиканский залив							0,05—0,88 0,31(74)	0,0—0,20 0,03(42)	0,1—12,3 1,3(74)	0,0—0,58 0,25(42)	0,2—15,0 3,5(74)	0,0—1,0 0,3(42)			(Slowey, Hood, 1971)
»		0,2—10,2 2,0(72)													(Felly et al., 1971)
Северо-восточная часть			4,1—15,3 10,1(101)				1,0—5,0 2,0(101)		40,—12,3 1,0(101)		1,0—22,0 8,4(101)		1,1—4,0 2,8(101)	0,07—0,71 0,11(101)	(Riley, Taylor, 1972)
»										0,5—25,0 6,0(69)		0,2—3,2 0,77(52)	0,02—0,35 0,13(30)	0,02—0,22 0,10(57)	(Windom, Smith, 1972)
»	0,38—16,3 (92)	0,25—3,3 (92)		0,11—3,7 1,0(45)											(Copin-Montequet, Copin-Montequet, 1972)
	1,4—10,0%	1,0—3,6%		0,7—2,4%											
	(12)	(12)		(6)											
Средиземное, Красное, Аравийское моря							0,0—3,86 0,5		0,1—40,0 15,0					0,005—1,25 0,05	(Fonsellius, 1970)
И н д и й с к и й о к е а н															
Южная часть	0,05—510,0****			2,0—150,0			0,0—2,0								(Лисицын, 1964)
	60,0(68)			18,0(68)			0,03(68)								
	0,18—18,0%			0,5—19,55%			0,00—0,05%								
	5,32%(68)			3,14%(68)			0,004%(68)								
»							0,9—3,5 1,6		3,0—17,8 7,5					(Torii, Murata, 1966)	
Северная часть	0,14—2,8****			8,8—43,6			0,00—0,06								(Гордеев, 1968)
	0,7(8)			17,2(21)			0,017(21)								
	0,07—0,8%			3,77—18,96%			0,00—0,03%								
	0,32%(68)			10,39%(21)			0,017%(21)								
Северная часть и Аравийское море			0,1—61,8 6,6				0,68—1,29 0,88		0,3—3,2 1,2	3,9—48,4 12,3		0,00—0,092 0,032			(Topping, 1969)
Прибрежные воды Южной Африки		<0,1—28,0		1,4—22,0		0,3—0,9	<0,1—13,0	<0,1—0,7							(Orren, 1971)
М и р о в о й о к е а н															
С р е д н и е к о н ц е н т р а ц и и					0,3		2,0		3,0		2,0		0,02		(Goldberg, 1972).
	12,0	2,6	1,6	3,1	1,5		0,08	0,80	0,20	7,6	0,67	0,78	0,16	0,13	0,32
	(644)	(680)		(1422)			(482)		(546)		(541)				
	4,1%	0,77%		1,6%			0,034%		0,089%		0,34%				
	(334)	(322)		(495)			(462)		(367)		(362)				Данная работа
Воды рек мира*****	25,0%	8,0%	670	5,0%	20,0	0,15%	10,0	0,01%	20,0	0,03%					»

* Значения даны в % на сухую взвесь.
** Числа в скобках—количество изученных проб.
*** Второе число в скобках—количество проб, содержание определяемого элемента в которых ниже предела обнаружения метода.
**** Аморфный кремнезем.

анализы. Совпадение по содержанию растворенных форм Fe, Cu и Ni, полученное на этой станции, расположенной в открытой части восточной половины Тихого океана в аридной зоне, где сезонные и многолетние изменения взвеси невелики, было вполне удовлетворительным, содержание Zn по нашим данным оказалось в 2,5 раза выше. На многих станциях исследователями из Массачусетского университета США сделаны определения параллельно с нашими.

Прежде чем переходить к обсуждению полученных данных, необходимо указать на еще один существенный пробел в исследованиях. В настоящее время установлено, что значительная часть растворенных в воде металлов находится в связанном в органические комплексы состоянии. Например, связанная в органические комплексы медь составляет 0—60% всей растворенной меди (Foster, Morris, 1971; Williams, 1969; Hurd, 1969). Значительная часть металлов во взвеси, по-видимому, также находится в форме металлоорганических соединений. Разрушение органических комплексов достигается при обработке проб кислотами или облучении их ультрафиолетовыми лучами. При подкислении морской воды соляной кислотой до $\text{pH}=2$ отмечается увеличение содержания экстрагируемых элементов, причем наибольшее для Fe и наименьшее — для Cu и Ni. Степень воздействия кислоты на выход растворенных форм возрастает в той же последовательности, что и стабильность комплексов металлов с аминокислотами и другими лигандами, т. е. $\text{Fe} > \text{Co} > \text{Zn} > \text{Ni} > \text{Cu}$ (Товстопят и др., 1971). Эти данные близки к полученным на международной интеркалибрационной станции «Геосек». В дальнейшем, очевидно, необходимо постоянно определять долю растворенного металла, связанного в металлоорганические комплексы.

СОСТАВ ВЗВЕСИ И ВОДЫ ОКЕАНОВ

Полученные данные для Тихого океана с привлечением материалов из Индийского и Атлантического приведены в табл. 1. Эта таблица в настоящем виде является сводкой наиболее надежных определений для всего Мирового океана по состоянию на 1974 г. Все работы, опубликованные до 1960 г., в таблицу не включались. Далеко не все авторы приводят отдельные определения взвешенной и растворенной форм элементов; часто мембранные фильтры, применявшиеся для исследований, имели различный размер пор. Нужно учитывать, что в таблице сведены материалы, относящиеся к пробам, полученным в пелагических частях океанов, на удалении не менее 100 км от берегов. Довольно многочисленны определения, сделанные для прибрежных районов и заливов, не учитывались, поскольку они существенно зависят от местных факторов. Кроме собственных материалов, являющихся основными при выведении средних концентраций, использованы все доступные наиболее надежные данные, имеющиеся в литературе. Региональные и общие закономерности распределения элементов в океане — тема ряда последующих статей. В нижних графах таблицы приведены средние содержания указанных элементов во взвеси и растворенной форме в водах Мирового океана с учетом данных для поверхностных и глубинных слоев. Это позволяет сопоставить их с данными отдельных регионов и оценить представительность материалов разных авторов.

К таблице необходимо сделать несколько предварительных замечаний.

Для Si приводится содержание только взвешенной его формы, поскольку для растворенной имеется большое количество гидрохимических определений (Тихий океан, 1966; Иваненков, Губин, 1960; Хорн, 1972, и др.). Для вод Мирового океана среднее его содержание может быть принято 1200 мкг/л ; для поверхностных вод отмечаются очень значительные колебания — <50—1000 мкг/л (Богоявленский, 1966). Большая

Таблица 2

Распространенность химических элементов в океанской взвеси, пелагических осадках, речной взвеси, золотой взвеси над океанами, осадочных породах и в земной коре, %

Объект	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	Cu	Zn	Источники
Океанская взвесь	8,8	1,45	2,3	0,044	0,089	0,34	Данная работа (Sujkowski, 1952) Н. П. Морозов и др.
Пелагические осадки	33,75	8,75	7,90	0,81	—	—	
Речная взвесь	54,3	15,1	7,1	0,19	0,01	0,03	
Золотая взвесь над океанами*	5,9	1,5	2,0	0,018	0,021	0,22	А. П. Виноградов
Осадочные породы (глины и сланцы)	51,1	19,7	4,76	0,086	0,0057	0,0080	
Земная кора (2 части кислых пород + 1 часть основных пород)	63,4	15,2	6,65	0,13	0,0047	0,0083	

* Среднее для 88—119 проб, собранных В. Н. Живаго в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Таблица 3

Средние отношения Si, Fe, Mn, Cu и Zn к Al в речной и океанской взвеси, золотой взвеси над океанами, пелагических осадках и земной коре

Объект	Si Al	Fe Al	Mn Al	Cu Al	Zn Al	Источники
Взвесь Мирового океана	5,1	0,9	0,04	0,09	0,3	Данная работа Н. П. Морозов и др.
Речная взвесь	3,12	0,62	0,02	0,003	0,005	
Золотая взвесь над океанами	3,3	1,7	0,017	0,024	0,24	
Пелагические осадки*	3,4	1,13**	0,135	0,0027	0,0025	Данная работа (Sujkowski, 1952) А. П. Виноградов
Земная кора (кларки)	3,6	0,58	0,0124	0,0006	0,001	

* Данные по Si, Al, Fe, Mn взяты из работы З. Л. Суйковского (Sujkowski, 1952), данные по Cu и Zn в осадках Тихого океана — собственные неопубликованные данные;

** По А. П. Виноградову, для пелагических осадков это отношение равно 0,73.

часть Al в океане встречается во взвешенной форме. Приведенный аналитический материал оказывается более представительным, чем опубликованные ранее в литературе данные. Так, максимальное количество проб, для которых проводился анализ предшествующими исследователями, — несколько десятков и только в одном случае 101 образец (Riley, Taylor, 1972).

Количество определений, выполненное по методике Лаборатории физико-геологических исследований, для ряда элементов превышает 500, что указывает на достаточную репрезентативность этих данных.

Сопоставление данных таблицы, основанных на большом статистическом материале, показывает, что содержание элементов в океанской взвеси имеет существенный разброс от места к месту и, как будет показано далее, меняется очень закономерно. Для многих элементов, например Si, колебания в значениях — 250—300 раз, что связано с его значительным концентрированием диатомовыми и радиоляриями, т. е. определяются важной ролью Si в биологическом цикле. Важен также вклад кремнезема во взвеси с суши (кварц, алюмосиликаты). Для Al, который не принимает участия в биологическом цикле, колебания содержаний во взвеси из юго-восточной части Тихого океана — менее 200. Для других элементов концентрации колеблются от следов или значений, лежащих ниже уровня аналитического определения, до максимальных значений, которые обычно в 5—15 раз больше средних. В общем разброс значений для растворенных форм элементов меньше, чем для взвеси. Некоторые до-

полнительные данные, для компонентов, которые здесь не рассматриваются (CaCO_3 , $\text{SiO}_{2\text{ам}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$, P, N, биохимический состав, пигменты, естественные радиоактивные — Ra, U, Th, Pa, TR и др.), могут быть получены из работ, опубликованных ранее (Лисицын, 1961, 1964; Лисицын, Богданов, 1970; Богданов и др., 1971; Балашов, Лисицын, 1968; Гордеев, 1968; Лисицын и др., 1966, 1967; Кузнецов и др., 1960, 1964, 1966, 1967; Старик и др., 1962).

Средние значения определены по методу среднего арифметического. Эти подсчеты в дальнейшем будут дополнены установлением средних взвешенных по поверхности и вертикали.

Полученные числа являются, по-видимому, наиболее надежными значениями ряда элементов во взвеси и растворенной форме в Мировом океане. Интересно сопоставить эти величины со средними значениями, полученными для земной коры, речного стока, пелагических осадков морей и океанов (табл. 2), а также сопоставить для них отношения элемент/алюминий (табл. 3). Это отношение выбрано, чтобы показать связь различных элементов с терригенным материалом, поскольку Al в океанских условиях — исключительно терригенный элемент. Он не принимает существенного участия в биологических циклах, не обнаружен в заметных количествах в растворах (растворенная форма 1 ± 1 мкг/л), не поставляется из глубинных источников вещества в срединных хребтах и разломах. Для определения средних концентраций элементов в речной воде и взвеси использованы собственные данные по рекам бассейна Северного Ледовитого океана и Черного моря (Зверинская и др., 1972), а также все доступные материалы отечественных и зарубежных исследований (Коновалов, 1959; Коновалов и др., 1968; Конторович, 1968; Глаголева, 1959; Клюканова, 1969; Кузнецов, 1964; Нестерова, 1960; Удодов, Париллов, 1961; Лубченко, Белова, 1973; Livingstone, 1963; Durum et al., 1960; Durum, Haffty, 1963; Heide, Singer, 1954; Kuwata et al., 1971; Turekian et al., 1967, и др.). Концентрации элементов и закономерности их распределения оказываются весьма различными для взвеси и для растворенных форм, и поэтому их целесообразно рассмотреть отдельно.

СРЕДНЯЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВЗВЕСИ ОКЕАНОВ И РЕК, В ЭОЛОВОЙ ВЗВЕСИ, ОСАДКАХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В табл. 2 приведены средние содержания четырех породообразующих элементов (в виде окислов), а также Cu и Zn в океанской и речной взвеси, пыли над океанами, пелагических осадках и осадочных породах. Три рассматриваемых окисла играют значительную роль в составе земной коры; их вместе 85,1%. Они же слагают и основную часть осадочных пород (глин и глинистых сланцев), давая в сумме 75,6%. Очень близкой по составу к среднему значению для земной коры и осадочных пород оказывается речная взвесь: в ней в среднем для планеты эти три окисла составляют 76,5%. Постоянно сохраняется также и расположение окислов в ряду по убыванию их значения: больше всего кремнезема, затем окислов алюминия и, наконец, железа.

В пелагических осадках океана сумма основных осадкообразующих окислов составляет уже только 51%, что связано со значительной ролью карбонатов в составе донных отложений, но расположение элементов в ряду с наибольшей ролью кремнезема сохраняется.

Еще меньше сумма породообразующих окислов во взвеси океанов (12,6%) и в эоловой взвеси, собранной над океанами (9,4%). Для эоловой и водной взвеси над океанами характерно также и изменение расположения элементов в ряду: содержание Fe в них оказывается выше, чем Al, что связано с малой ролью Al в биогенных процессах. Уменьшение роли суммы главных осадкообразующих окислов связано с процес-

сами разбавления водной взвеси органоминеральным материалом (карбонаты, $\text{С}_{\text{орг}}$ и др.), оловяной — морскими солями¹ и органоминеральным материалом. Уже этот факт заставляет обратить серьезное внимание на роль биогенного фактора в формировании геохимического облика океанских взвесей и донных осадков.

Процессы разбавления оказываются несущественными при выражении средних величин в виде отношений, в частности отношений элемент/алюминий.

Из рассмотрения табл. 3 следуют важные выводы.

Прежде всего обращает на себя внимание постоянство отношения Si/Al для земной коры, пелагических осадков, оловяной взвеси над океанами и речной взвеси. Этот показатель колеблется в достаточно узких пределах: 3,1—3,6. Его совпадение для этих осадочных образований говорит о близости соотношений между главными составными частями алюмосиликатов, эта величина — один из самых надежных показателей терригенного материала, распространенного в океанских и морских отложениях. Среднее значение отношения для взвеси Мирового океана резко отличается и составляет 5,1, т. е. в 1,5 раза выше. Это связано со значительным вкладом биогенного кремнезема дополнительно к терригенному. Принимая за среднее отношение для терригенного материала величину 3,3, можно определить эту эксцессную часть биогенного кремнезема.

Сходные данные получаются и при сопоставлении отношений Fe/Al . Средние значения для земной коры и для речной взвеси оказываются очень близкими, для пелагических осадков они несколько выше — 0,73, по данным А. П. Виноградова, и 1,13, по определениям З. Л. Суйковского (Sujkowski, 1952). Оловяная и водная взвеси океанов обогащены Fe, причем для оловяной взвеси не исключено влияние промышленных загрязнений. Повышение роли Fe по отношению к Al, в водной взвеси обусловлено также влиянием биогенного фактора: организмы фитопланктона переводят значительную часть растворенного Fe во взвешенную форму, это отмечается также для Mn, Cu и Zn. Порядок величин отношений Mn/Al , Cu/Al , Zn/Al в земной коре (кларки) и в речной взвеси сохраняется, что говорит о том, что перенос этих элементов во взвеси рек идет в основном в форме тонкого обломочного материала.

СРЕДНЯЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, РАСТВОРЕННЫХ В ВОДАХ РЕК, АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ И ВОДАХ ОКЕАНОВ

Из рассмотрения табл. 1, 2 и 4 можно получить представление о концентрации ряда элементов в реках, атмосферных осадках и водах океанов. Данные по атмосферным осадкам относятся только к материковым областям и краевым частям океанов; к сожалению, отсутствуют данные для центральных частей океанов.

Из рассмотрения данных табл. 2 следует, что как и для взвешенного материала, для речных и океанских вод наибольшее значение из рассматриваемых элементов имеют SiO_2 , Al и Fe, однако их расположение в ряду меняется: Si стоит на первом месте, как и во взвесах, на второе вместо Al выдвигается Fe. В океанских водах содержание растворенного Mn оказывается близким к среднему содержанию растворенного Fe. Высоки содержания растворенного в океане Zn, что не соответствует его роли в донных осадках и должно быть в дальнейшем проверено.

В табл. 5 показаны средние отношения семи элементов к Na в морской воде, который является индикатором растворенного вещества. В соответствии с принципом Марсета о соотношениях главных компонентов океанской воды от этого отношения можно перейти к отношению к хлорности или девяти любым другим главным компонентам океанской воды.

¹ В последние годы морские соли удаляют перед анализом растворением.

Таблица 4

**Распространенность химических элементов, растворенных в водах рек,
атмосферных осадках, водах океанов, мкг/л**

Объект	Si	Al	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb
Воды рек мира	6100	160	670	20	10	20	1
Атмосферные осадки *	800	100	100	10	1	10	5
Воды океанов	1200	1 ± 1	1,6	1,5	0,80	7,6	0,05

* Данные для континентов и краевых частей океанов (Turekian, 1969; Lazrus et. al., 1970; Drosdova, Makhon'ko, 1970).

Таблица 5

**Средние отношения Si, Al, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb к Na в водах рек, атмосферных
осадках, водах морей и океанов ***

Объект	$\frac{\text{Si}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Al}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Fe}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Zn}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Cu}}{\text{Na}}$	$\frac{\text{Pb}}{\text{Na}}$
Воды рек мира	0,97	0,025	0,106	0,003	0,003	0,0016	0,00016
Атмосферные осадки *	0,73	0,091	0,091	0,0091	0,0091	0,00091	0,0045
Воды океанов	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$7,4 \cdot 10^{-7}$	$4,6 \cdot 10^{-8}$

* Среднее содержание Na в речных водах — 6,3 мг/л (Livingstone, 1963), в атмосферных осадках—1,1 мг/л (Turekian, 1969), в морской воде—10,76 г/кг (Хорн, 1972).

Таблица 6

**Форма миграции элементов в речных и океанских водах (мкг/л), роль
взвеси в истории различных элементов (%)**

Объект	Si	Al	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb
Речные воды							
Взвесь *	12 500	4000	2500	75	5	15	5
Раствор	6 400	160	670	20	10	20	1
Общее содержание	18 600	4160	3170	95	15	35	6
Процент взвеси от общего содержания	67,2	96,2	78,8	79,0	33,3	42,8	83,5
Океанские воды							
Взвесь	11,7	2,3	2,2	0,092	0,20	0,67	0,05
Раствор	1200	1,0	1,6	1,5	0,80	7,6	0,05
Общее содержание	1211,7	3,3	3,8	1,59	1,00	8,27	0,10
Процент взвеси от общего содержания	0,97	69,8	58,0	5,8	20,0	8,1	50,0

* Значения в мкг/л для речной взвеси получены при средней мутности 50 мг/л .

**ФОРМЫ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНСКИХ И РЕЧНЫХ ВОДАХ,
РЯДЫ МИГРАЦИИ, РОЛЬ ВЗВЕСИ В ИСТОРИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНЕ**

На основании средних данных о содержании элементов в океанах и морях во взвешенной и растворенной формах (табл. 6) можно судить о подвижности элементов и построить для них ряды миграции. Чем большая часть элемента находится в растворенной форме, тем больше его

подвижность. Подвижность может быть количественно охарактеризована рядом миграции, который строится по величинам отношений $Me_{взв}/Me_{раств}$, причем элементы в ряду располагаются от менее подвижных (с большим значением отношения) к более подвижным.

Для океанов такой ряд имеет следующий вид:

Al	Fe	Cu	Zn	Mn	Si
2,0	1,4	0,20	0,09	0,06	0,01

Обращает на себя внимание намного бо́льшая подвижность Mn в океанских водах по сравнению с Fe (по значениям показателя миграции более чем в 20 раз). Интересно сопоставить полученный ряд миграции с коэффициентами устойчивости элементов в корях выветривания суши, где происходит подготовка осадочного материала. В этом случае используют отношение абсолютного количества элемента в выветрелой породе к его количеству в исходной породе для одного и того же объема. Элементы выветрелой породы при размыве попадают во взвесь, разница между содержанием элементов в свежей и выветрелой породе — в растворы и мигрирует в растворах. По данным Н. А. Лисицыной (1973), для основных пород в условиях тропического выветривания амфиболов этот ряд для рассматриваемых элементов имеет следующий вид:

Al	Fe	Si	Cu	Zn	Mn
1,2	0,8	0,4	0,3	0,3	0,04

Обращает на себя внимание сходство миграционных рядов, за исключением Si, который играет очень большую роль в биогенных процессах и история которого на суше резко отлична от истории в океанах.

Интересно сопоставить миграционные ряды элементов в речном стоке для рек Черноморского бассейна и Северного Ледовитого океана. Такие сопоставления были детально разобраны Е. Г. Гурвичем и др. Для рек Черноморского бассейна миграционный ряд имеет вид: Fe, Mn, Pb, Zn, Cu. Для рек Полярного бассейна: Mn, Fe, Pb, Cu, Zn. Для семи рек Черноморского бассейна М. А. Глаголева (1959) построила несколько отличным методом (по возрастанию роли растворов в миграции каждого элемента) следующий ряд миграции (приводим лишь для рассматриваемых элементов). Подвижность растет вправо: Zn(?), Fe, Mn, Cu. Для р. Обь, по И. Л. Нестеровой (1960), приводится по той же методике другой ряд миграции: Mn, Fe, Ni, Cu. Наконец, еще одна форма выражения подвижности элементов предложена А. И. Перельманом и С. Г. Батулиным (1962), которые определяли содержание элементов в растворенной форме в реках по отношению к их содержанию в породах водосбора. Для рассматриваемых элементов установлены следующие коэффициенты водной миграции:

Al, Fe	Si, Mn, Cu	Zn
0,001—0,1	0,1—1,0	1,0—10,0
инертные	подвижные	легковывносимые

Ряд миграции для рек мира (в среднем) имеет следующий вид (число под знаком элемента показывает среднее отношение $Me_{взв}/Me_{раств}$ для речных вод — табл. 2, 4):

Fe	Al	Mn	Zn	Cu	Si
630	64,6 (?)	36	10	6	4,1

Видно, что положение элементов в рядах миграции элементов в реках, а также значения цифровых показателей меняются от места к месту, но в общем элементы-гидролизаты всегда оказываются в левой части ряда, щелочные и щелочно-земельные элементы — в правой. Основные перемещения имеют место в группе элементов, находящихся в промежутке между двумя четко выраженными группами. Очевидно, что кон-

**Количество элементов, необходимых в год для обеспечения первичной
продукции фитопланктона Мирового океана *, в сопоставлении со стоком
этих элементов с суши**

Элемент **, соединение	Захват фитопланк- тоном в год, млрд. т	Вывос реками мира с суши в год, млрд. т		
		взвешенное	растворенное	сумма
SiO ₂	80—161	10,47	0,48	10,95
Fe	0,14	0,98	0,0243	1,0
Mn	0,0013	0,029	0,00073	0,0297
Zn	0,085	0,0059	0,00073	0,0066
Cu	0,006	0,00196	9,00036	0,00232
Pb	0,0025	0,000196	0,000036	0,00023

* Первичная продукция фитопланктона — 35—70 млрд. т Сор_г в год (Винберг, 1960), продуктив-
ность планктона в пересчете на сухой вес — 100 млрд. т в год.

** По данным атомно-абсорбционного анализа 16 проб недифференцированного планктона, полу-
ченных в 8-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», в сухом планктоне содержится, %: Fe — 0,03—0,42
(в среднем 0,14), Mn — 0,0005—0,00038 (0,0013), Zn — 0,014—0,39 (0,085), Cu — 0,0006—0,039 (0,006); по
данным Дж. Х. Мартина и Г. А. Науэра (Martin, Klauer, 1973), в микропланктоне (фитопланктон
и малые формы зоопланктона) из Тихого океана содержится, %: Fe — 0,1—0,4, Mn — 0,0003—0,0032,
Zn — 0,028—0,42, Cu — 0,004—0,010, Pb — 0,0017—0,0039.

кретные ряды миграции в реках зависят от сочетания ряда факторов, среди которых важнейшие — химические свойства элементов, геологическое строение водосбора, его рельеф и климатические условия. Связь формы миграции элементов в реках с интенсивностью химического выветривания детально рассмотрена Н. М. Страховым (Страхов, 1961, 1968, Страхов и др., 1966).

Ряд миграции элементов в океанах отличается от ряда миграции для рек Мира, хотя и в нем элементы-гидролизаты располагаются слева, а хорошо растворимые щелочные и щелочноземельные — справа. Эти изменения определяются главным образом ролью биоса (фитопланктона), который в огромных масштабах производит связывание растворимых элементов в протоплазму и скелетные образования, т. е. во взвесь. О масштабах этого процесса можно сейчас говорить, опираясь на цифровые данные первичной продукции фитопланктона, которая определяется по С-14 для Мирового океана в 35—70 млрд. т. Сор_г. Для построения протоплазмы и панцирей диатомовые, которые дают более 70% от органического вещества во взвеси Мирового океана, используют определенные количества Si, Fe, Mn. А. П. Лисицын (1964) на основе анализа 68 проб установил характерные для фитопланктона отношения элемент/Сор_г, что позволяет в первом приближении определить захват этих элементов фитопланктоном Мирового океана в год, исходя из величины первичной продукции Сор_г.

В табл. 7 приведены данные о ежегодном захвате элементов (и соединений) биогенными процессами в океане в сопоставлении с их поставкой в год в растворах и взвесьях рек с суши. В качестве исходных величин для подсчетов стока с суши взяты данные А. П. Лисицына (1974) для взвешенного стока рек мира, который определен в 18,529 млрд. т в год, а с учетом поставки терригенного материала из Антарктиды — 19,579 млрд. т, что дает 33—114 т терригенного материала на 1 км² дна океанов.

Жидкий сток рек Мира равен 36 261 км³, суммарный ионный — 3,2 млрд. т. По среднему составу взвеси и растворов рек мира нами определены количества элементов, поступающие в Мировой океан в год.

При оценке биоса в истории элементов и соединений в океанах нужно прежде всего сопоставить две величины: суммарный ежегодный сток с суши (взвешенный и солевой), равный приблизительно 22 млрд. т, и первичную продукцию фитопланктона, составляющую 35—70 млрд. т Сор_г.

Видно, что планктон в год продуцирует $C_{орг}$ в 1,5—3 раза больше, чем поступает вещества с суши. В сыром весе годовая продукция фитопланктона составляет 400—550 млрд. т, в сухом — около 100—110 млрд. т (влажность около 80%). При сопоставлении веса сухого вещества планктона с годовым стоком с суши, видно, что вес биогенного материала в океане в 4—5 раз больше, чем весь взвешенный и солевой сток с суши.

Это сопоставление убеждает в том, что роль биоса в геохимии элементов и соединений в океанах значительно выше, чем предполагают многие геохимики и литологи, рассматривающие океанские системы с точки зрения химических равновесий. Эти сопоставления показывают, что практически все вещества, поступающие в океан в виде растворов, должны многократно (многие элементы десятки — сотни раз) использоваться фитопланктоном, прежде чем они попадут на дно. Биос — мощная буферная система, регулирующая постоянство состава вод океанов. Если извлечение какого-либо жизненно важного соединения превысит его поступление с суши, то это незамедлительно вызывает сокращения или гибель соответствующей группы организмов и восстановление равновесия.

Из этого сопоставления ясно также, что нельзя рассматривать геохимию взвеси как простое фракционирование. Как приходилось отмечать на основании прямых исследований взвеси и ранее, для большинства элементов биос является определяющим во всей их истории в океанах (Лисицын, 1964). Именно биос определяет в основном, какая часть элементов остается в океанской воде в виде растворов (девять элементов основного солевого состава) и какая уходит в донные осадки. Эта система биологической экстракции элементов действует одновременно с биофильтрацией, которая захватывает также и взвешенные вещества, и с сорбционной системой океанов. В конечном счете взвесь и донные осадки — результат не простого механического фракционирования с уносом более тонких фракций от берегов в центральную часть океанов, как считают многие авторы. Количество и состав взвеси зависят от сложного сочетания факторов живой и неживой природы. В этом убеждают не только общие подсчеты, но главным образом результаты прямых определений состава и распределения взвеси из разных частей океанов и морей, проведенные за последние годы.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЯДОВ МИГРАЦИИ И ВРЕМЕНИ ПРЕБЫВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНЕ

Исходя из неизменности состава океанской воды, количество элементов, привносимых в океан из всех источников в год, должно равняться их количеству, осаждающемуся на дно. Если далее допустить, что элемент, поступивший в океан с водами, довольно быстро перемешивается (по сравнению с временем пребывания этого элемента в океане), то можно подсчитать время пребывания элемента в океане (T), разделив общее количество данного элемента в воде Мирового океана на ежегодное его поступление с речными водами или на ежегодное извлечение с донными осадками.

Подсчеты времени пребывания элементов по речному стоку сделаны Т. Ф. Бартом (1956), а по отложению в осадках — Э. Д. Гольдбергом и Г. О. Аррениусом (Goldberg, Arrhenius, 1958). Э. Д. Гольдберг (1963) указывал, что результаты подсчетов T двумя методами хорошо совпадали. Как видно из приведенных в таблице 1 данных, положение со временем пребывания элементов в океанской воде значительно сложнее, чем представлялось, поскольку и в речной воде и в океанах они присутствуют частью во взвеси, частью в растворах, причем соотношение между формами меняется в пространстве и во времени.

Наибольшее сходство времени пребывания и миграционных рядов наблюдается для щелочных и щелочноземельных металлов, которые в речной и океанской воде мигрируют почти исключительно в растворенной форме (величины времени пребывания порядка $n \cdot 10^6$ — 10^8 лет, для Na — $2,6 \cdot 10^8$ лет). На другом конце ряда — элементы-гидролизаты, которые мигрируют практически только в форме взвеси, и содержания их в растворенных формах в реках и океанах низки. Форма их существования только во взвеси предопределяет очень низкие значения времени пребывания в океанах: от $n \cdot 10^2$ лет для Al, Ti, Th, Cr, Be, Nb до $n \cdot 10^3$ лет для Ga. Все остальные элементы, существующие в речных и океанских водах одновременно во взвешенной и растворенной формах, занимают промежуточное положение.

Интересно сопоставить время пребывания изученных элементов в океане с установленными нами миграционными рядами для речных и океанских вод. На основе подсчетов Э. Д. Гольдберга (1963), рассматриваемые элементы по величинам времени пребывания в океане (числа под знаками элементов) располагаются в ряд:

Al	Fe	Mn	Si	Cu	Zn
$1 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^3$	$8 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^5$

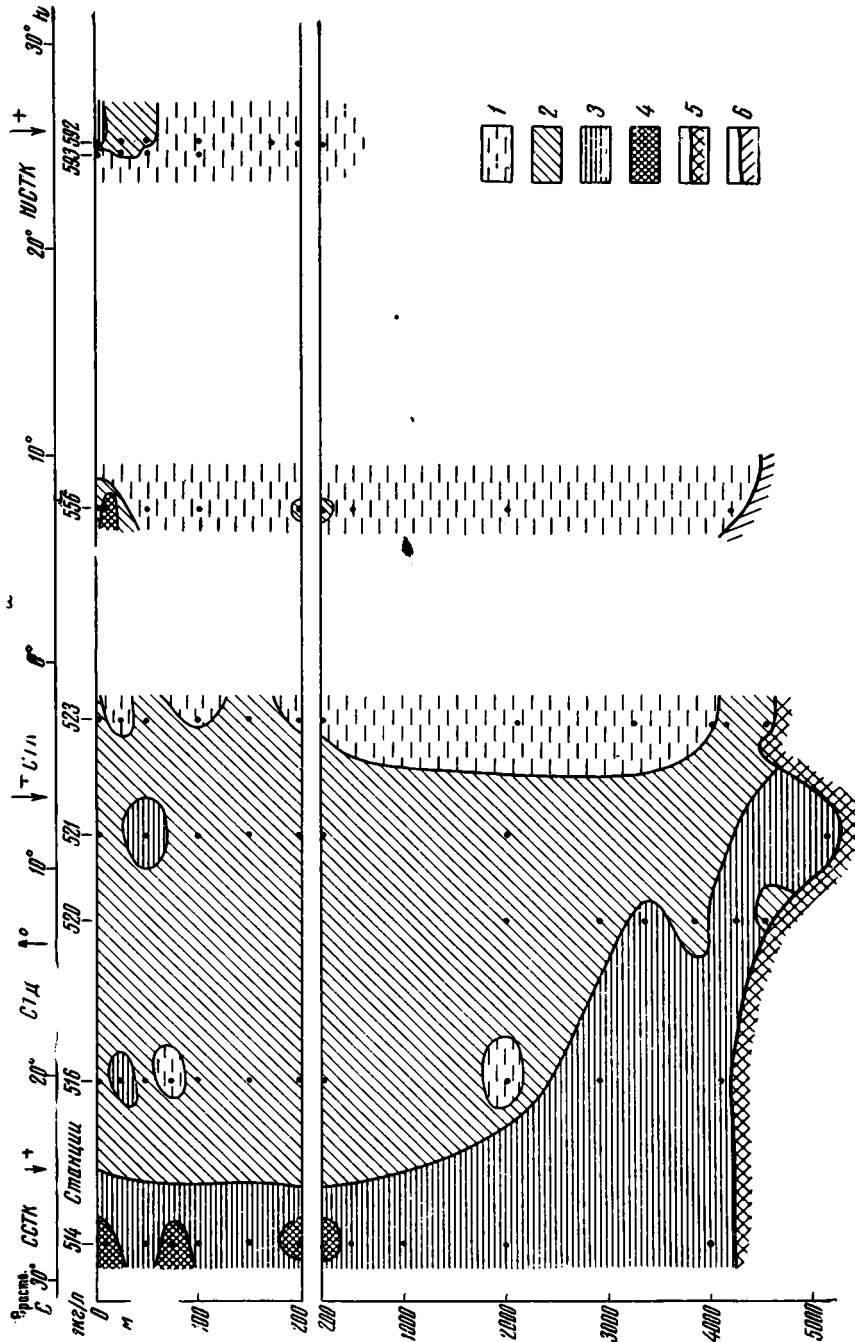
Миграционные ряды, полученные прямым определением взвешенных и растворенных форм элементов, оказываются, таким образом, отличными от рядов, установленных по времени пребывания элементов. Предпочтение следует, очевидно, отдать данным, полученным прямыми определениями взвешенных и растворенных форм.

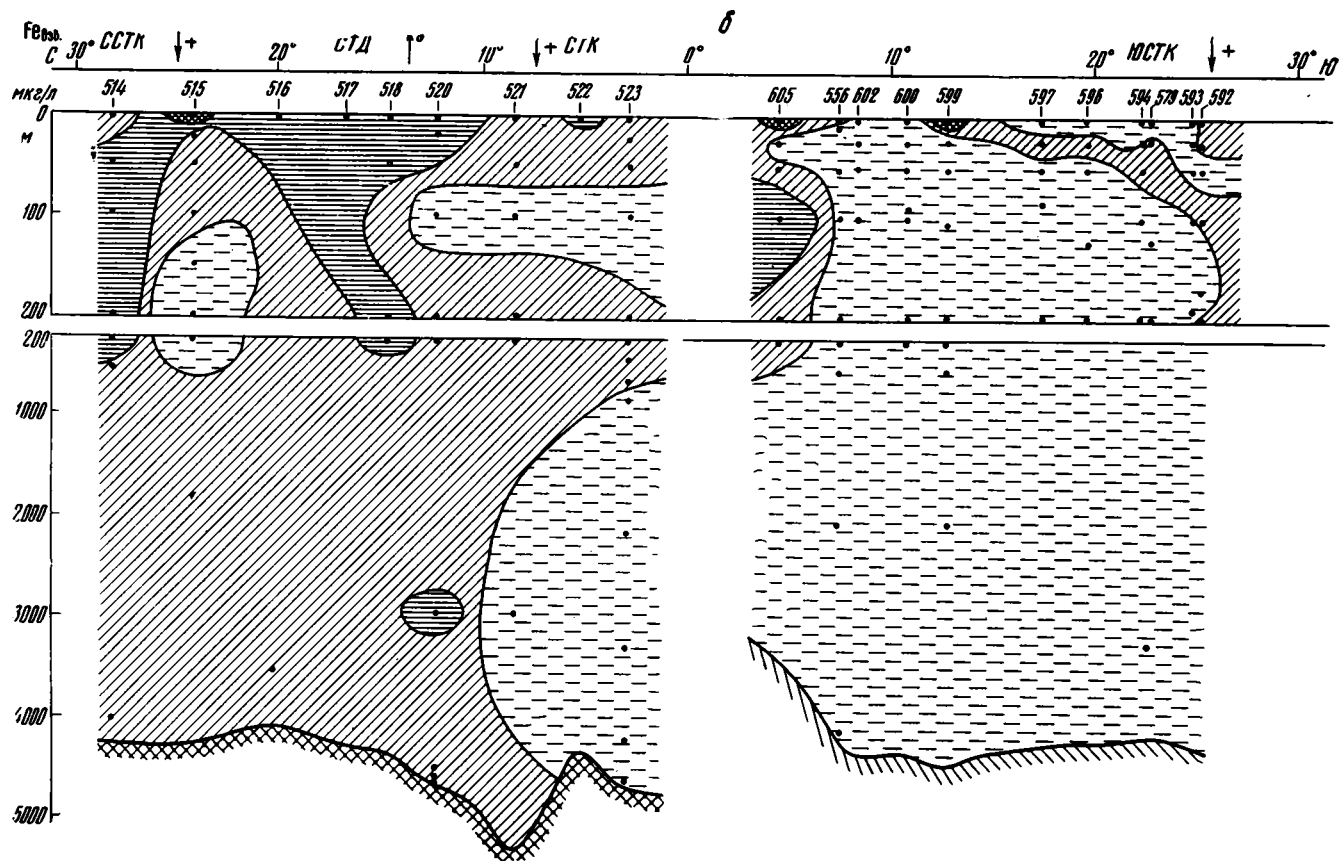
СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ, ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ В СВЯЗИ С КОНКРЕТНОЙ ОБСТАНОВКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Рассмотрение закономерностей распределения средних содержаний ряда элементов во взвеси и в растворенной форме, естественно, не может заменить детального рассмотрения истории отдельных элементов в конкретных условиях разных частей океанов в связи с закономерностями их распределения в донных осадках. Особенно настораживают против такого общего рассмотрения многочисленные статьи, появляющиеся периодически в литературе, где вопреки данным наблюдений высказываются декларативные соображения об истории элементов во взвеси.

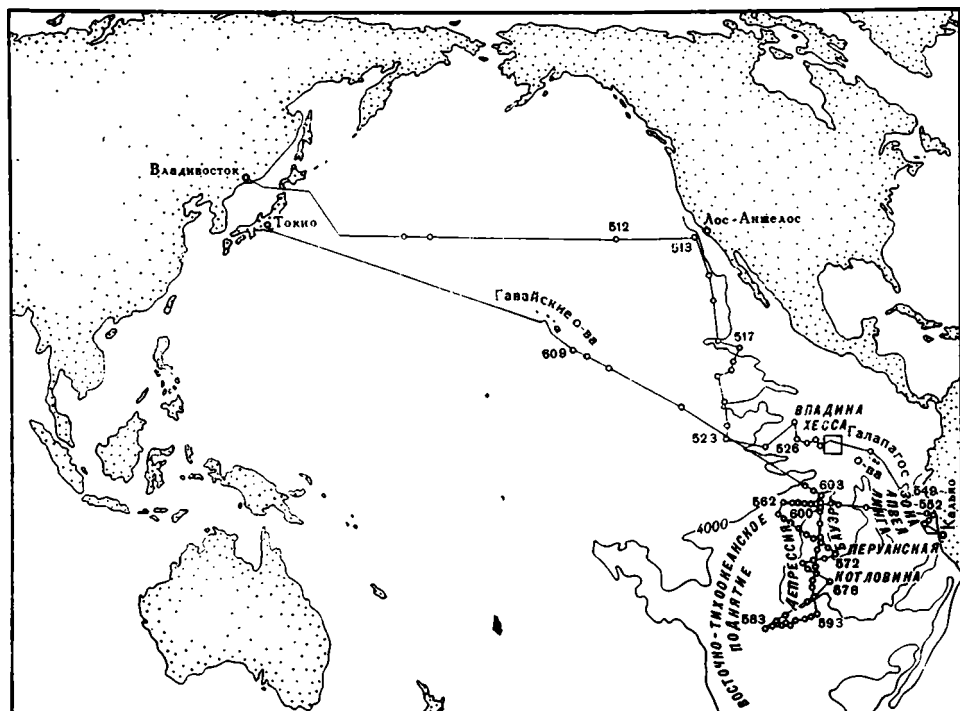
Из большой серии карт и разрезов используем только два, характеризующие распределение Fe во взвеси и растворе (фиг. 1), а также (схематично) в донных осадках на разрезе, проходящем от Лос-Анджелеса на юг, в район о. Пасхи и Сала-и-Гомес (фиг. 2). Северная часть этого разреза проходит в северной аридной зоне океана, а также в экваториальной гумидной. В донных осадках здесь содержится нормальное, кларковое содержание Fe, обычное для пелагических осадков Тихого океана (как правило, $< 6\%$ Fe в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал). В южной части разреза (от станции 0603 до станции 0593) широко распространены металлоносные осадки, образование которых предположительно связано с поступлением Fe из эндогенных источников, связанных с Восточно-Тихоокеанским поднятием.

Не поступает ли железо, составляющее в донных осадках депрессии Бауэр до 18—25% осадка, каким-либо способом из воды? Не прослеживается ли в придонных слоях депрессии Бауэр обогащение взвеси железом за счет поступления эндогенного материала, нет ли какого-либо обогащения растворенным железом? Из фигуры со всей очевидностью следует, что никакого заметного обогащения железом во взвеси и в растворенной форме в придонных слоях депрессии Бауэр не отмечается. Наоборот, средние концентрации обеих форм Fe здесь в 2—5 раз ниже, чем в северной части разреза, примыкающей к Калифорнии.





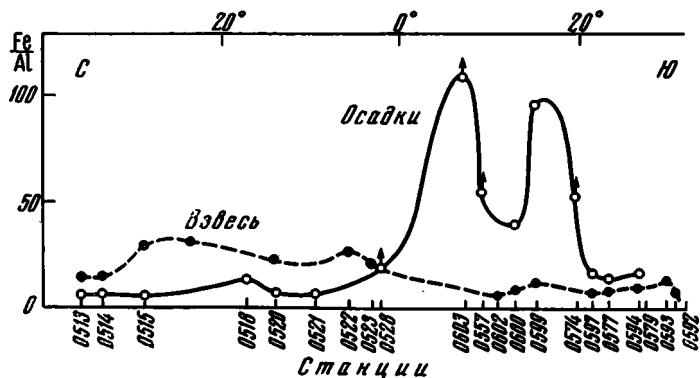
Фиг. 1. Распределение растворенного (а) и взвешенного (б) железа на меридиональном разрезе по 120—100° в. д. через Тихий океан, мг/л
 а) 1—<1,0; 2—1,0—2,5; 3—2,5—5,0; 4—>5,0; 5 — осадки с нормальным содержанием железа; 6 — осадки с повышенным содержанием железа; б) то же, что и а). ССТК — северная субтропическая конвергенция, СТД — северная тропическая дивергенция, СТК — северная тропическая конвергенция, ЮСТК — южная субтропическая конвергенция



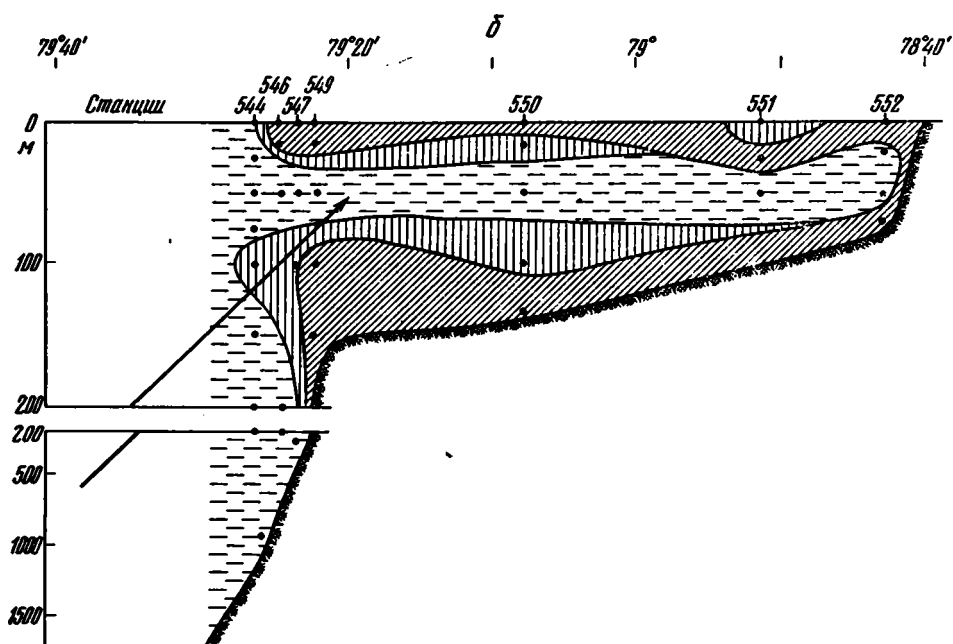
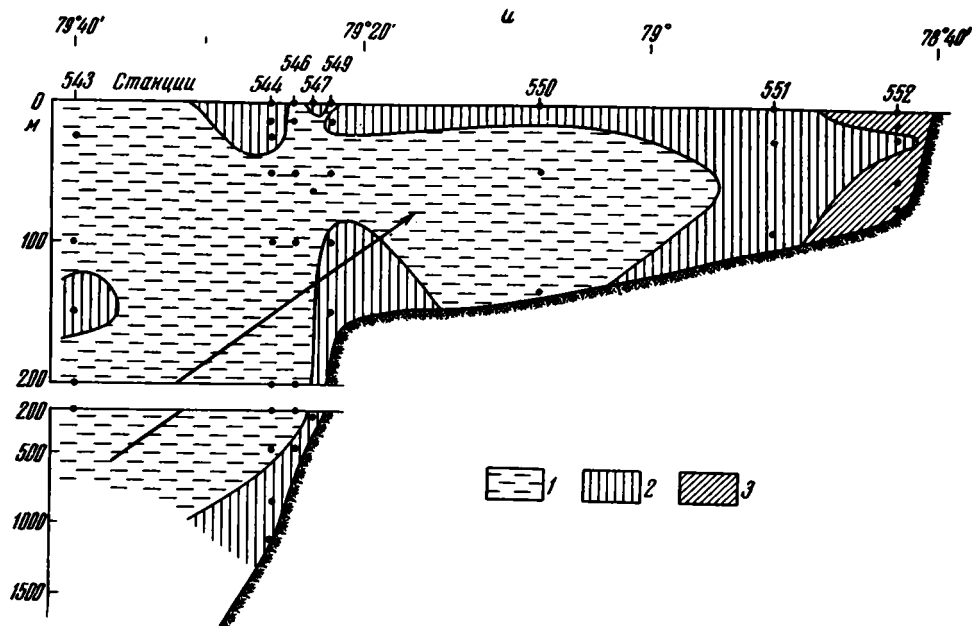
Фиг. 2. Маршрут 8-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (июнь — октябрь 1972 г.)

Влияние суши сказывается в увеличении содержания Fe во взвеси (максимальные значения 2,5—5 мкг/л) и в растворенной форме (также 2,5—5 мкг/л); концентрация растворенного Fe по мере продвижения по разрезу на юг снижается быстрее, чем взвешенного. В поверхностном слое, связанном с развитием фитопланктона, концентрация Fe меняется наиболее резко, встречаются пятна и облака, связанные с развитием планктона.

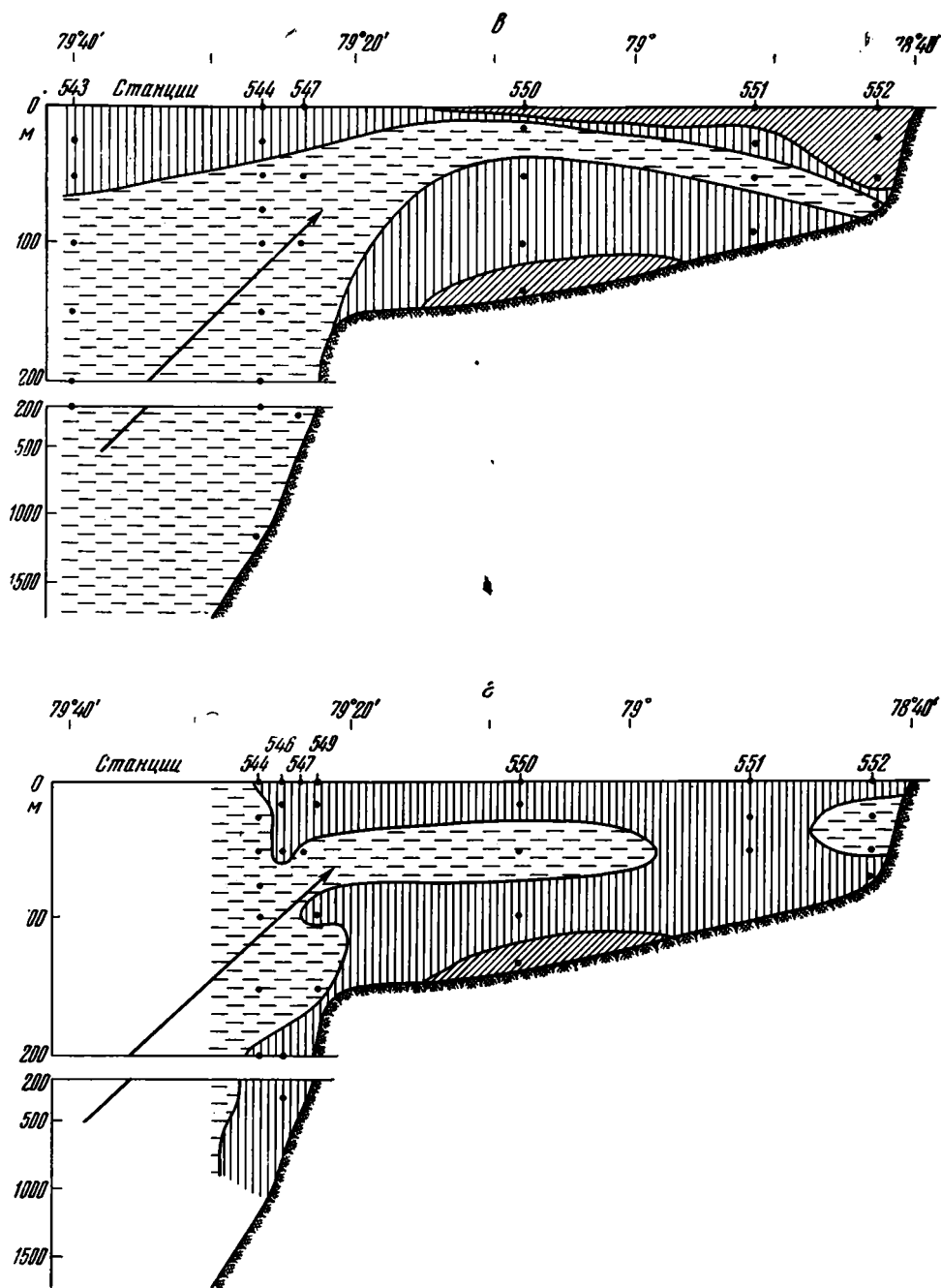
Еще более четко генезис металлоносных отложений на дне депрессии Бауэр подчеркивается изучением средних отношений Fe/Al для взвеси в столбе воды (определение методом среднего взвешенного от поверхности до дна) и верхнего слоя донных осадков (фиг. 3). Отчетливо вид-



Фиг. 3. Профили отношения Fe/Al во взвеси и поверхностном слое донных осадков на меридиональном разрезе по 120—100° в. д. через Тихий океан. На станциях 0528, 0557, 0574 и 0603 содержание Al в осадках оказалось ниже чувствительности спектрального метода (0,3%), на что указывают стрелки



Фиг. 4. Распределение взвешенного Al (а), растворенного Mn (б), растворенной Si (в) и растворенного Cd (г) на широтном разрезе по 9° ю. ш. через зону апвеллинга у берегов Перу, мкг/л
а) 1— $<2,0$; 2— $2,0-5,0$; 3— $>5,0$; б) 1— $<0,5$; 2— $0,5-2,0$; 3— $>2,0$; в) 1— $<0,5$; 2— $0,5-1,0$; 3— $>1,0$; г) 1— $<0,1$; 2— $0,1-0,3$; 3— $>0,3$.
Стрелкой показано направление движения вод



Фиг. 4 (в — 2)

но, что отношение Fe/Al во взвеси существенно не меняется в области над металлоносными осадками, в то время как в верхнем слое осадков оно резко увеличивается. Это показывает, что на единицу терригенного материала (Al) во взвеси и осадках из области нормальной пелагической седиментации (северная часть разреза) приходится примерно равное количество Fe . В области депрессии Бауэр к нему добавляется еще значительное количество Fe из эндогенных источников.

Иные возможности раскрывает изучение микроэлементов во взвеси и растворенных формах в области подъема глубинных вод (апвеллинга) у берегов Перу (станция 0552 у берега — станция 0543 у основания материкового склона). Поступление глубинных вод на склон и шельф отчетливо видно по распределению взвешенного Al (фиг. 4, а) — индикатора терригенного материала во взвеси. Прозрачные глубинные воды содержат мало Al (<2 мкг/л), его содержание возрастает у берега, а также на бровке шельфа (до 5 мкг/л), что, по-видимому, связано с взмучиванием верхнего слоя донных осадков.

Данные по распределению Al во взвеси подтверждаются содержанием в воде растворенных Mn, Cu, Cd (фиг. 4, б, в, г), а также Ni, Zn и др. Глубинные воды с пониженным содержанием этих элементов проникают на шельф, достигая его прибрежных частей. Они как бы разрывают толщу вод шельфа, достаточно обогащенных этими элементами в растворенной форме. Динамика распределения элементов, соотношения форм их миграции определяются здесь лишь в незначительной части поступлением материала речного стока и абразии берегов. Главное же значение имеет фитопланктон, продуктивность которого достигает колоссальных значений — в 8—10 раз выше, чем в Азовском море!

Приведенных примеров достаточно, чтобы показать, что распределение элементов во взвеси и в растворенных формах зависит от сложного сочетания их поступления с суши, превращений, связанных с влиянием фитопланктона, а для осадков также и поступлением из эндогенных источников (срединные океанские хребты). Отсюда необходимость конкретного учета сочетаний основных факторов, определяющих распределение элементов во взвешенной и растворенной формах в воде, а также в донных осадках. Определения средних не могут заменить такого исследования, они используются в основном для балансных подсчетов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алимарин И. П., Тарасевич Н. И., Цалев Д. Л. Применение ГМДТК—ГМА для экстракционно-атомно-абсорбционного анализа.— Ж. анал. хим., 1972, т. 27, вып. 6.
- Балашов Ю. А., Лисицын А. П. Миграция редкоземельных элементов в океане. В сб.: Океанологические исследования. М., «Наука», 1968, № 18.
- Баранник В. П., Смирнов Э. В., Совга Е. Е. О содержании меди, цинка и молибдена в водах тропической зоны Тихого океана.— Морские гидрохимические исследования. Севастополь. Изд-во МГИ АН СССР, 1973, т. 60, № 1.
- Барт Т. Ф. В. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Беляев Ю. И., Гордеев В. В. Определение марганца, свинца, серебра и кадмия в морской взвеси методом атомной абсорбции с дуговым атомизатором.— Океанология, 1972, т. 12, вып. 5.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Богоявленский А. Н. Распределение и миграция растворенной кремнекислоты в океанах.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Гордеев В. В., Петраш А. И. Оценка возможных ошибок при определении микроэлементов в водной взвеси, собранной на мембранных ультрафильтрах.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 4.
- Гордеев Е. И. Химический состав взвеси из поверхностных вод северной и центральной частей Индийского океана (по данным 33-го рейса «Витязя»).— В сб.: Океанологические исследования. М., «Наука», 1968, № 18.
- Емельянов Е. М., Власенко Н. Б. Концентрации растворенных форм Fe, Mn и Cu в морских, поровых водах бассейна Атлантического океана.— Геохимия, 1972, № 10.
- Зверинская И. Б., Конкин А. М., Лукашин В. Н. Микроэлементы во взвешенном веществе рек Черноморского побережья Кавказа.— В сб.: Тезисы докладов Московской городской конференции молодых научных работников по геологии, минералогии, геохимии и обогащению цветных, благородных металлов и алмазов (24—27 апреля, 1972 г.). М., ЦНИГРИ, 1972.

- Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной части Индийского океана.—Тр. Морского гидрофизич. ин-та, 1960, т. 22.
- Клюканова И. А. Внутригодовая динамика механического и химического состава взвешенных наносов в дельте Амударьи.—В сб.: Проблемы Аральского моря. М., «Наука», 1969.
- Коновалов Г. С. Вынос микроэлементов наиболее важными реками СССР.—Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 4.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главных рек СССР.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Конторович А. Э. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Кузнецов Н. Т. К познанию геохимии географических зон по физико-химическим свойствам взвешенных наносов рек.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 5.
- Кузнецов Ю. В., Легин В. Г., Гращенко С. М., Лисицын А. П., Симоняк З. Н. Радий во взвесах.—Радиохимия, 1967, т. 9, № 4.
- Кузнецов Ю. В., Легин В. Г., Симоняк З. Н. Радиоактивность океанических взвесей. Сообщение I. Изотопы тория во взвеси.—Радиохимия, 1964, т. 4, № 2.
- Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Елизарова А. Н., Симоняк З. Н. Содержание протактиния и изотопов тория в океанических водах.—Радиохимия, 1960, т. 2, № 4.
- Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Елизарова А. Н., Френклин М. С. Исследование механизма осаждения протактиния и иония из океанических взвесей.—Радиохимия, 1966, т. 8, № 4.
- Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.—В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.—Тр. Ин-та океанол. АН СССР, М., 1964, № 10.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П., Беллев Ю. И., Богданов Ю. А., Богоявленский А. Н. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана.—В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвесь в водах Тихого океана.—В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2, Тихий океан, т. 7. М., «Наука», 1970.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Овчинникова А. И. Некоторые результаты изучения битуминозных веществ в водной взвеси Тихого океана.—Океанология, 1967, т. 7, вып. 1.
- Лисицын Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.—Тр. ГИН. М., 1973, т. 231.
- Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.—Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2.
- Нестерова И. Л. Формы миграции элементов в реке Оби.—Геохимия, 1960, № 3.
- Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.—В кн.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4.
- Старик И. Е., Лисицын А. П., Кузнецов Ю. В. О механизме удаления радия из морской воды и его накопления в донных осадках морей и океанов.—В сб.: Антарктика. 1962, № 2.
- Страхов Н. М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидного климата.—В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954. Тихий океан, т. III, М., «Наука», 1966.
- Товстопят Е. С., Еременко В. Я., Назарова А. А. Комплексные соединения тяжелых металлов с аминокислотами, встречающимися в природных водах.—Гидрохим. материалы. 1971, т. 56.
- Удодов П. А., Париков Ю. С. О некоторых закономерностях миграции металлов в природных водах.—Геохимия, 1961, № 8.
- Хорн Р. А. Морская химия. (Структура вод и химия гидросферы). М., «Мир», 1972.
- Atkinson L. P., Stefansson U. Particulate Al and Fe in seawater of South-East coast of U. S.—Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, No. 11.
- Betzer P. R., Pilon M. E. Q. Concentrations of particulate iron in Atlantic open-ocean Water.—J. Marine Res., 1970, v. 28, No. 2.
- Brewer P. G., Spencer D. W., Smith S. L. Determination of trace metals in Seawater by atomic absorption spectrometry.—Amer. Soc. Testing and Material, 1969, No. 443.
- Brewer P. G., Spencer D. W., Robertson D. E. Trace element profiles from the Geosecs—II test station in the Sargasso Sea.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1972, v. 16.
- Brooks R. R., Presley B. J., Kaplan J. R. APDC-MIBK extraction system for the determination of trace elements in saline waters by atomic absorption spectrophotometry.—Talanta, 1967, v. 14.

- Copin-Montequet G., Copin-Montequet C.* Chemical analysis of suspended particulate matter collected in the northeast Atlantic.— *Deep-Sea Res.*, 1972, v. 19, No. 6.
- Drozdova V. M., Makhon'ko E. P.* Content of trace elements in precipitations.— *J. Geophys. Res.*, 1970.
- Durum W. H., Haffty J.* Implication of the minor element content of some major streams of the World.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27, No. 1.
- Durum W. H., Heidel S. G., Tison L. J.* World-Wide runoff dissolved solids: International Assoc. Sci. Hydrology. L. U. G. G. Public., 1960, No. 51.
- Felly R. A., Sackett W. M., Harris J. E.* Distribution of particulate aluminum in the Gulf of Mexico.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 24.
- Fonsellius S. H.* Some trace metal analyses in the Mediterranean, the Red Sea and the Arabian Sea.— *Bull. de l'Institut Oceanographique*, 1970, v. 69, Monaco.
- Foster P., Morris A. M.* The seasonal variation of dissolved ionic and organically associated copper in the Main Straits.— *Deep-Sea Res.*, 1971, v. 18, No. 2.
- Goldberg E. D.* Baseline studies of pollutants in the marine environment and research recommendations. The IDOE Baseline Conference, May 24–26, 1972. New York.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S.* Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geoch. et cosmochim. acta*, 1958, v. 13, No. 2/3.
- Head P. C.* Observations on the concentration of iron in sea water, with particular reference to Southampton water.— *J. Marine Biol. Assoc. U. K.*, 1971, v. 51.
- Heide F., Singer E.* Der Gehalt Des Saalewassers an Kupfer und Zink.— *Naturwissenschaften*, 1954, v. 41.
- Hurd D. C.* Determination of several species of soluble copper in sea water. Thesis. University of Hawaii, Honolulu, 1969.
- Joyner T.* The determination and distribution of particulate Al and Fe in the coastal waters of the Pacific Northwest.— *J. Marine Res.*, 1964, v. 22, No. 3.
- Kuwata K., Hisatoni K., Hasegawa T.* The rapid determination of trace amounts of Cd and Cu in river and sea water by atomic absorption spectroscopy.— *Atomic Absorption Newsletter*, 1971, v. 10, No. 5.
- Lazrus A. L., Lorange E., Lodge J. P. Jr.* Lead and other metals ions in U. S. precipitations.— *Environmental Science Technology*, 1970, v. 4, No. 1.
- Livingstone D. A.* Chemical composition of rivers and lakes. Data of Geochemistry. Chapter G. 1963.
- Martin J. H., Knauer G. A.* The elemental composition of plankton.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, N 7.
- Menzel D. M., Spaeth J. P.* Occurrence of iron in the Sargasso Sea off Bermuda.— *Limnology and Oceanography*, 1962, v. 7, No. 2.
- Orren M. J.* The distribution of Cu, Fe, Mn, Rb in the off shore areas surrounding South Africa.— In: *The Ocean World*. Ed. M. Uda, 1971, Tokio.
- Riley J. P., Taylor D.* The concentrations of Co, Cu, Mn, Mo, Fe, Ni, V, Zn in part of the tropical northeast Atlantic Ocean.— *Deep-Sea Res.*, 1972, v. 19, No. 4.
- Sackett W., Arrhenius G. O. S.* Distribution of aluminium species in the hydrosphere. 1. Aluminium in ocean.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, v. 26.
- Slowey J. R., Hood D. W.* Cu, Mn and Zn concentrations in Gulf of Mexico waters.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, No. 2.
- Spencer D. W., Brewer P. G.* The distribution of Cu, Zn and Mn in sea water of the Gulf of Marine and Sargasso Sea.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, No. 3.
- Spencer D. W., Robertson D. E., Turekian K. K., Folsom T. R.* Trace element calibration and profiles at the Geosecs test station in the Northeast Pacific Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, No. 36.
- Spencer D. W., Sachs P. L.* Some aspects of the distribution, chemistry and mineralogy of suspended matter in the Gulf of Maine.— *Marine Geol.*, 1960, v. 9.
- Sujkowski Z. I.* Average chemical composition of the sedimentary rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1952, v. 250.
- Topping G.* Concentration of Mn, Co, Cu, Fe and Zn the Northern Indian Ocean and Arabian Sea.— *J. Marine Res.*, 1969, v. 27, No. 3.
- Torri T., Murata S.* The distribution of Cu and Zn the Indian and the Southern Ocean waters.— *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1969, v. 22, No. 2.
- Toyota Y., Okabe S.* Vertical distribution of Fe, Al, Si, P in particulate matter collected in Western North Pacific, Indian and Antarctic Ocean.— *J. Oceanograph. Soc. Japan*, 1967, v. 23, No. 1.
- Turekian K. K.* The oceans, streams and atmosphere. Handbook of Geochemistry. Ed. K. H. Wedepohl. 1969, v. 1. Springer — Verlag Berlin.
- Turekian K. K., Harriess R. C., Johnston D. G.* The variation of Si, Cl, Na, Ca, Sr, Ba, Co, Ag in the river, North Carolina.— *Limnology and Oceanography*, 1967, v. 12, No. 4.
- Williams P. M.* The association of copper with dissolve organic matter in sea water.— *Limnology and Oceanography*. 1969, v. 14, No. 1.
- Windom H. L., Smith R. G.* Distribution of Co, Cd, Ni and Zn in Southeastern U. S. continental shelf waters.— *Deep-Sea Res.*, 1972, v. 19.

НОВОЕ В УЧЕНИИ О СТАДИЯХ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

**П. П. ТИМОФЕЕВ, А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ,
Л. И. БОГОЛЮБОВА, В. А. ДРИЦ**

Излагаются новые результаты комплексного геолого-генетического изучения осадочного минералообразования с широким применением современных литолого-фациальных, геохимических, физических и физико-химических методов исследования вещественного состава осадков и пород. Рассматриваются причины, определяющие направленность и интенсивность минералообразования в процессах седименто- и литогенеза.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение процессов формирования осадочных пород и их постседиментационного изменения очень широко распространено в СССР и за рубежом. Комплекс появившихся за последние годы современных литологических, геохимических, физических и физико-химических методов изучения минералов и органического вещества позволил на качественно новом уровне исследовать кардинальные вопросы литологии осадочных пород. Накопленный многочисленными исследователями материал дает возможность проследить все стадии становления осадков в осадочные породы, выявить особенности их преобразования на каждой стадии литогенеза, т. е. от диагенеза к эпигенезу (катагенезу и метагенезу) и далее вплоть до собственно метаморфических образований, включая амфиболовую фацию.

Рассмотрим новый аналитический материал, относящийся к отдельным этапам (седиментогенез и литогенез) и стадиям (сингенез, диагенез, эпигенез и т. д.), осадочного породообразования, составляющего главнейшую проблему литологии. Ввиду того, что глинистые минералы и органическое вещество — наиболее чувствительные реагенты, отражающие физико-химические особенности окружающей среды, в данной работе мы остановимся главным образом на этих основных компонентах осадочных пород. Остальные компоненты привлекаются здесь как определенный исходный материал, необходимый для правильного понимания становления пород. Однако авторы полностью отдают себе отчет в том, что при рассмотрении отдельных стадий минералообразования, особенно органического вещества, трудно провести четкие границы между ними. Это усложняется еще тем, что очень часто одни и те же процессы, происходящие в разных фациальных условиях, протекают с различной интенсивностью и скоростью. Поэтому одни и те же минералы появляются в различные моменты течения той или иной стадии. Понять существо этих процессов — одна из задач современной литологии.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

В этом разделе мы не будем касаться процессов седиментации, т. е. накопления минеральных осадков (это широко освещено в литературе), и лишь кратко остановимся на результатах преобразования

органического вещества в сингенезе. Последнее очень важно для рассмотрения вопросов его литогенеза.

Процесс формирования торфа сопровождается не только накоплением отмершего растительного материала, но и его оторфованием (сингенез). Этот этап по аналогии с образованием осадочных пород относится к седиментогенезу в широком понимании и торфогенезу в узком смысле (Тимофеев, Боголюбова, 1971, ₂). Стадия сингенеза ограничивается процессами, происходящими в торфогенном слое¹ (0,5—0,75 м), где под действием микробиологического разложения (гумификации) отмершего растительного материала образуются микрокомпоненты (преимущественно гелинитовые), слагающие генетические типы торфа с различной структурой (от телинитовой до преколлинитовой) торфообразующего вещества. Этот процесс характеризуется дезинтеграцией растительных фрагментов, их измельчением, потерей клеточной структуры тканей и возникновением в конечном итоге атритового (преколлинитового) вещества, в морфологии которого не теряется специфика ботанического состава и анатомическое строение отдельных тканей исходного растения (Вальц, 1968; Боголюбова, Тимофеев, 1968). Процесс сопровождается распадом белков, жиров и углеводов, входящих в химический состав растений, на более простые органические соединения с одновременным синтезом из них сложнопостроенных специфических гуминовых веществ, придающих торфу бурую окраску. В элементном составе сформированного на этой стадии вещества торфа оказывается больше углерода и меньше кислорода по сравнению с содержанием этих элементов в элементном составе исходного растения. Происходит как бы первичная сингенетическая углефикация (Жемчужников, 1952)— процесс, который заходит дальше при большем разложении отмершего растительного материала, т. е. при формировании торфа с преколлинитовой структурой вещества (Боголюбова, Тимофеев, 1968). Имеются различия и в компонентном составе органического вещества торфа и исходного растения, и они тем значительней, чем дальше зашел процесс разложения растительного материала в стадию синтеза.

В связи с рассмотрением торфяного пласта как одного из звеньев процесса формирования торфоносных и угленосных формаций выявилась возможность сопоставления вещественного состава торфов с обстановками осадконакопления, к которым они приурочены, а также с положением области торфонакопления или ее части в общем ландшафтном плане (Тимофеев, 1952; Тимофеев, Боголюбова, 1965, 1971, ₂). Благодаря этим исследованиям обнаружилась зависимость степени микробиологического разложения и дезинтеграции растительного материала в сингенезе (торфогенном слое) от геотектонического режима области торфонакопления, контролирующего скорость захоронения торфогенного слоя под вновь образовавшиеся слои. При быстром захоронении торфогенного слоя (при прочих равных условиях) и поступлении его в анаэробную среду образуются торфы со слаборазложившим растительным материалом, имеющие телинитовую и посттелинитовую структуры. При длительном пребывании торфогенного слоя в аэробно-анаэробных условиях образуются торфы с относительно сильно и сильноразложившим растительным материалом — преколлинитовая и коллинитовая структуры.

Работами многих исследователей (Тюрмнов, 1940; Пигулевская, Раковский, 1957; Скобеева, 1967; Раковский, 1971) показана зависимость степени разложения растительного материала от химического состава растений-торфообразователей, содержащих большее или меньшее количество органических соединений, устойчивых к микробиологическому распаду, и соединений, способствующих консервации растительного во-

¹ Формирование торфогенного слоя заканчивается в раннем диагенезе.

локна (фенолы сфагновых мхов). В связи с этим было установлено, что каждый вид торфа, характеризующийся тем или иным ботаническим составом растений-торфообразователей, имеет только ему присущую область степеней разложения.

Данные, уточняющие этот вывод, были получены при изучении современных торфяников Рионского межгорного прогиба (Боголюбова, Тимофеев, 1968). В условиях одинаковых фациальных обстановок осадконакопления, характеризующихся соответствующим геотектоническим режимом, было установлено определенное соотношение различных структур преобладающего в торфе гелефицированного вещества, возникшего из различных болотных фитоценозов. Телинитовому моховому сфагновому торфу соответствует посттелинитовый осоковый, преколлитинитовый тростниковый и преколлитинитовый древесный (ольховый) торф. В случаях гелефикации различного исходного материала при торфообразовании в различных обстановках, например древесного в аллювиально-болотный, а осокового в прибрежно-морской, образовывался торф с одинаковой посттелинитовой структурой гелефицированного вещества; древесный же при этом может приобретать даже и телинитовую структуру. В данном конкретном случае роль исходного материала не повлияла на структуру торфа. Она оказалась сnivelированной более быстрым погружением торфогенного слоя при отложении древесного торфа, вызвавшего прекращение бактериальной деятельности в условиях анаэробного режима на глубине.

Продолжительность стадии сингенеза определяется длительностью жизни торфогенного слоя и регулируется, как было сказано выше, геотектоническим режимом области торфонакопления. Скорость же течения процессов разложения и дезинтеграции растительного материала определяется ботанической принадлежностью исходных фитоценозов, устойчивостью входящих в их состав органических соединений и образованием антисептических веществ, консервирующих растительные остатки. Соотношение этих двух факторов определяет степень преобразования исходного растительного материала и формирование вещества генетических типов торфа различного вещественного и химического составов, которые по-разному воспринимают последующие физико-химические факторы литогенеза.

ЛИТОГЕНЕЗ

По сравнению с особенностями преобразования осадочных пород в эпигенезе и региональном метаморфизме стадия диагенеза на современном уровне изучена значительно слабее. Практически очень мало было известно о механизме поведения в диагенезе глинистого вещества в контрастных геохимически активных обстановках гумидного или аридного климата, а также в бассейнах, где возникали аномально высокие концентрации тех или иных химических соединений в результате собственно осадочного процесса и при непосредственном гидротермальном подтоке ювенильного вещества в зону осадконакопления.

Хотя уже давно было известно о той большой роли, которую играют органическое вещество и углеродистые соединения в образовании глинистых минералов, особенности кинетики взаимодействия органического и силикатного материалов оставались неизвестными.

1. Диагенез

В данной статье мы рассмотрим некоторые особенности диагенеза осадков гумидных и аридных областей, а также диагенез при дополнительном воздействии гидротермальных растворов.

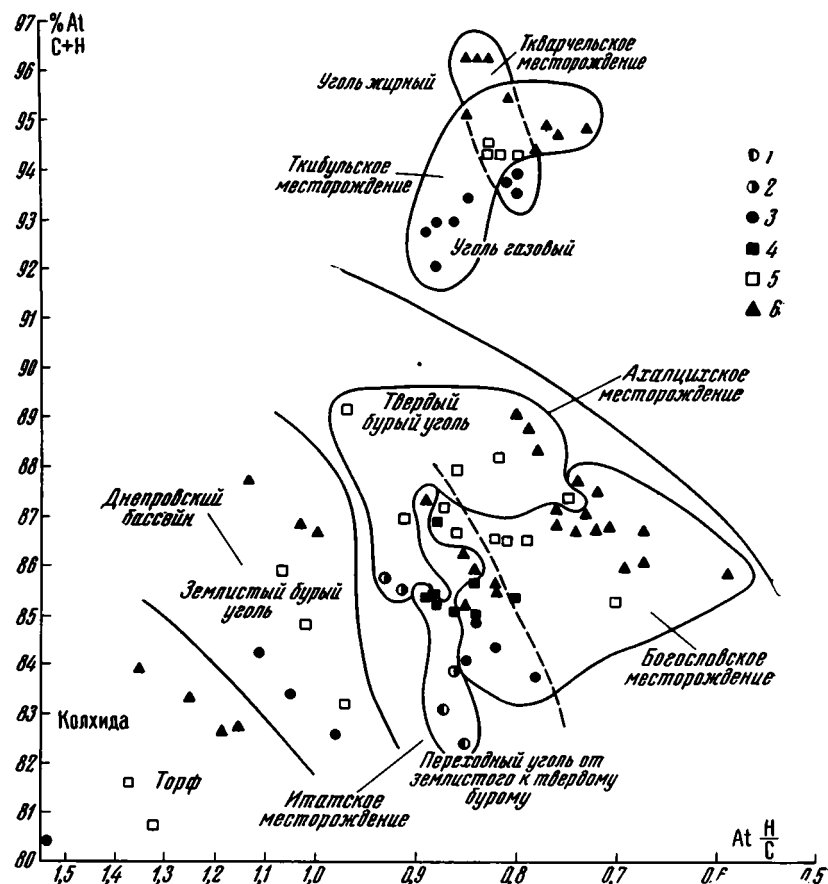
А. Диагенез осадков гумидных областей. Специальные исследования современных осадков и древнечетвертичных отложений, поставленные ГИН АН СССР в ряде районов СССР — Рионский межгорный прогиб

(Закавказье), Сахалин, Камчатка и др. и за рубежом — Куба (образцы Ю. А. Павлидиса), Флорида (США), позволили собрать новый материал с целью изучения минералообразования в различных фациальных средах рек, озер, зарастающих озерных водоемов, заиляющихся болот, лесных и травяных болот, лагун и прибрежно-морского мелководья. Первые результаты исследования указали на отсутствие идентичности минерального и органического вещества конечных водоемов стока и исходного материала зоны гипергенеза. Установлено также, что направленность их сингенетических и диагенетических преобразований определяется степенью переработки исходных пород в зоне гипергенеза. Это приводит к образованию новых минералов в одних случаях в процессе синтеза (Куба), в других — в процессах разрушения и трансформации (Колхида) в соответствии с фациальными особенностями накопления осадков. Этим в значительной мере определяется скорость возникновения (при прочих равных условиях) тех или иных минеральных ассоциаций в диагенезе и эпигенезе.

Диагенез органического вещества. В литературе имеются только общие представления о направленности и возникающих количественных изменениях в составе органического вещества в стадию диагенеза, охарактеризованные морфологически и физико-химически. Почти совершенно не конкретизированы факторы, влияющие на скорость течения процесса преобразования органического вещества в эту стадию. Исследованиями последних лет установлено определенное влияние минеральной составляющей фациального типа осадка на скорость течения процесса диагенетического преобразования органического вещества (Тимофеев, Боголюбова, 1971, 2). Сравнительное изучение элементного состава гелефицированной древесины, выделенной из смежных слоев озерно-болотной глины и торфа (Очамчира, Закавказье; Прибалтика), или озерно-болотного песка и бурого угля (Днепропетровский бурогольный бассейн) доказывают это. Во всех случаях в древесине, выделенной из торфа или угля, когда минеральная составляющая минимальна, оказывается больше углерода, меньше кислорода и водорода при прочих равных условиях, чем в древесине, выделенной из озерно-болотной глины, а тем более песка этого же генезиса.

Различия в элементном составе древесины из торфа и песка по углероду составляют 7,2%, по кислороду — 6,44%. На стадии углефикации землистого бурого угля содержание углерода в древесине из углей больше, чем из песка, на 5,54%, кислорода — на 5,7%. Вследствие этих различий гелефицированная древесина в зависимости от среды захоронения занимает вполне определенное место на классификационной диаграмме, построенной по Д. В. Кревелену (Krevelen, 1961) и Н. М. Караваеву (1965) (фиг. 1).

Дальнейшее изучение этого вопроса на примере осадков торфяных болот Колхиды, Кубы и Флориды подтвердило установленную закономерность и другими данными химического исследования, раскрывающими более детально сущность изменения органического вещества. В компонентном составе органического вещества любого ботанического состава и степени разложения обнаружено неуклонное уменьшение содержания битумов, увеличение водорастворимых и легко гидролизуемых веществ с одновременным уменьшением количества фульво- и гуминовых кислот в ряду фациальных типов осадков, начиная с торфа и кончая глиной, содержащей рассеянное органическое вещество. Основываясь на данных химиков-органиков (Пигулевская, Раковский, 1957; Раковский, 1971) о том, что предшественниками гуминовых кислот являются более низкомолекулярные органические соединения — фульвокислоты, а также легкогидролизуемые и водорастворимые вещества, можно сделать вывод о меньшей преобразованности органического вещества, рассеянного в осадках, так как оно содержит довольно много



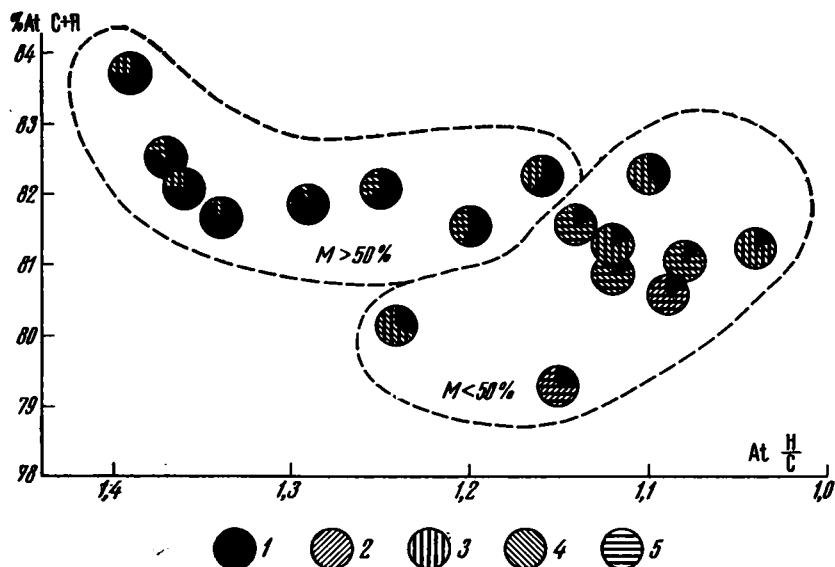
Фиг. 1. Изменение элементного состава гелефицированной древесины (витрена) различных фаций некоторых угольных бассейнов и месторождений СССР

1 — русловые отложения (пески, песчаники); 2 — отложения подводной дельты (пески, песчаники); озерно-болотные отложения: 3 — пески, песчаники, 4 — алевроит, алевролит, 5 — глина, аргиллит; болотные отложения: 6 — торф, уголь

низкомолекулярных соединений по сравнению с органическим веществом торфа, в составе которого преобладают гуминовые кислоты.

При анализе элементного состава гуминовых кислот органического вещества различных фациальных типов также обнаруживаются отчетливые различия. Данные указывают на то, что чем больше в том или ином фациальном типе органического вещества, тем больше в его гуминовых кислотах углерода, меньше водорода и кислорода и меньше атомное отношение водорода к углероду. В свете современных представлений (Krevelen, 1951—1952; Кухаренко, 1956; Кононова, 1963) уменьшение величины атомного отношения водорода к углероду в элементном составе гуминовых кислот отражает увеличение степени конденсированности сеток ароматического углерода в молекуле гуминовых кислот.

При сопоставлении этого вывода с приведенными данными анализа оказывается, что молекула гуминовой кислоты концентрированного в торфе органического вещества состоит из большого числа сеток ароматического углерода, т. е. более преобразована, чем молекула гуминовой кислоты, связанная с рассеянным органическим веществом в осадке. Иллюстрирует этот вывод график зависимости изменения величины



Фиг. 2. Зависимость элементного состава гуминовых кислот от фацциальных типов осадков (Колхида)
 1 — минеральная часть осадка, 2 — постеллинитовый торф, 3 — древесный торф, 4 — преколлинитовый торф, 5 — травяной торф (осоковый, тростниковый)

атомного отношения водорода к углероду от содержания минеральной составляющей в осадке данной фации (фиг. 2). На графике четко видно разграничение гуминовых кислот на два поля. Гуминовые кислоты концентрированного органического вещества заняли правое поле, соответствующее большей ароматизации ядра их молекул. К левой части поля приурочены гуминовые кислоты рассеянного органического вещества, характеризующиеся меньшей ароматизацией ядра их молекулы. Изложенное указывает на то, что минеральное вещество в осадках различных фаций замедляет процесс преобразования гумусового органического вещества в диагенезе, т. е. является его ингибитором.

Диагенез глинистого вещества. Детальные исследования различных фацциальных типов современных осадков областей торфонакопления — Рионского межгорного прогиба (Колхида), Флориды (США) и Западной Кубы — раскрыли процессы видоизменения первичных обломочных глинистых минералов, а также формирования и зарождения новых фаз (Тимофеев, Боголюбова, 1969, 1972). Направленность и интенсивность этих процессов определяется прежде всего составом исходного вещества терригенной глины и фацциальным типом осадка области осадко- и торфонакопления, характеризующегося количеством реакционноспособного растительного материала, степенью его разложения и ботаническим составом растущих болотных генераций. По мере увеличения гумифицирующегося растительного материала в осадке данной фации обнаруживается все большее преобразование и разрушение наименее устойчивых в условиях болотного режима минералов первичной тонкодисперсной мути, к числу которых относятся прежде всего монтмориллонит и хлорит.

Прослеживая историю существования монтмориллонита в ряду от алевроито-глинистых осадков пойм и озер к осадкам зарастающих озерных водоемов и далее гумусовым осадкам торфяных болот, обнаруживаем, что его изменение с увеличением органического вещества любой структуры и любого ботанического состава проявляется обычно в увели-

чении межплоскостного расстояния до 19 Å при насыщении образца глицерином, а затем в торфе с зольностью менее 35% он разрушается полностью. Увеличение межплоскостного расстояния монтмориллонита скорее всего объясняется адсорбированием на поверхности его базальных плоскостей молекул органических соединений, являющихся продуктами гумификации растительного материала при торфообразовании. Однако иногда встречаются обычные монтмориллониты, несмотря на достаточное содержание реакционноспособного растительного материала в осадке данной фации. При этом их рефлексы по сравнению с монтмориллонитом исходной глины не обнаруживают, как правило, острых пиков; они расширены, закруглены или диффузны. Разрушение монтмориллонита не сопровождается возникновением каких-либо смешанослойных фаз. Очевидно, кристаллическая решетка его в условиях торфяных болот разрушается сразу.

В связи с этим в химическом составе глинистой фракции из торфа увеличивается содержание аморфного кремнезема до 5% и свободного глинозема до более чем 4%, в то время как содержание этих окислов во фракции $<0,001$ мм исходной глины соответственно не более 0,55 и 2%. В шлифах видно, как аморфным кремнеземом часто заполняются остатки клеточных полостей в растительных тканях; он встречается и в виде овальных зерен кварца среди вещества торфа. Разрушение монтмориллонита в торфе также часто сопровождается появлением аллофана и в небольшом количестве новообразованием каолинита.

Возможность превращения монтмориллонита в каолинит подтвердилась экспериментально (Боголюбова и др., 1971). При этом новообразованный каолинит не стал результатом трансформации монтмориллонита, а возник синтетическим путем из продуктов разрушения его кристаллической решетки. Скорость и масштабы процесса синтеза каолинита в условиях торфяных болот во многом зависят от количества и степени готовности продуктов для построения его кристаллической решетки. Поступление значительного количества окислов Si и Al из кор выветривания в близлежащие болота обеспечивает достаточно широкое развитие и большую скорость процесса синтеза каолинита в торфах Западной Кубы. Вместе с тем из тех же исходных окислов, но в фациях песчано-алевритовых осадков заболоченных озер морского побережья, нередко синтезируется монтмориллонит в виде оранжевых коллоидных выделений.

В хлорите по мере увеличения в осадке реакционноспособного растительного материала отмечается закономерное увеличение вермикулитовых слоев вплоть до полного исчезновения хлорита в торфе и возникновения вновь образованного вермикулита. Процесс стадийной трансформации хлорита в вермикулит отчетливо прослеживается в торфяных залежах Рионского межгорного прогиба и Западной Кубы. Процесс фиксируется появлением целой гаммы смешанослойных фаз, характеризующихся широким спектром соотношения хлоритовых и вермикулитовых слоев в зависимости от соотношения минерального и органического вещества в осадке данной фации. В типичном торфе с зольностью не более 30% хлорит полностью преобразовывается в вермикулит. Однако встречаются хлориты, устойчивые в условиях торфяных болот. Они нерастворимы в 10%-ной соляной кислоте, необычны и нуждаются в дальнейшем изучении. Вместе с тем устойчивости хлорита в условиях торфяных болот способствует проникновение морских вод в слабо разложенное вещество торфа, как это наблюдается в торфах отдельных разрезов залежей Западной Кубы.

Процесс разрушения монтмориллонита и трансформации хлорита в фациальных рядах осадков сопровождается уменьшением в химическом составе глинистой фракции относительного содержания железа примерно с 8—12 до 4—5% и магния с 4—5 до 0,5%, являющихся состав-

ными элементами кристаллических структур этих минералов. Наблюдаются также изменения в содержании кремнезема и глинозема.

Установлено интересное явление, свидетельствующее о важности биогенного фактора в переработке глинистого вещества. Обнаружено интенсивное разрушение гидрослюда под влиянием растущего на болоте тростника. В результате минеральная часть тростниковых торфов оказывается обедненной гидрослюдой по сравнению с минеральной частью древесного торфа и исходной глиной, поступающей в торфяник. Это результат потребления живущим тростником межслоевого калия, вследствие чего зола его сильно обогащается этим элементом. Особенность сохранившейся гидрослюды — растворение ее в 10%-ной соляной кислоте, что говорит о сильной разрушенности гидрослюды.

На интенсивность преобразования глинистых минералов в областях торфонакопления влияет и степень разложения растительного материала, хотя этот фактор сказывается лишь в случаях сравнительно небольшого содержания реакционноспособного растительного материала в данном фациальном типе осадка. Так, минеральный состав глинистой фракции осадков, содержащих не более 10% слабо разложенного растительного материала (телинитовая структура), тождествен составу исходной глины. В случаях же сильного разложения растительного материала (преколлинитовая структура) при том же его количестве появляются изменения в монтмориллоните, а в хлорите уже намечаются вермикулитовые слои. При значительном содержании растительного материала в осадке данной фации влияние степени его разложения на изменение глинистых минералов не сказывается. В связи с этим в глинистой фракции торфов телинитовой и преколлинитовой структур присутствуют одни и те же глинистые минералы, но при условии, что исходная глина в обоих случаях минералогически была тождественной.

Все три рассмотренные фактора, влияющие на направленность и интенсивность переработки глинистых минералов (при прочих равных условиях), взаимодействуя между собой, в сумме определяют парагенезы глинистых минералов, образующих определенные генетические комплексы, присущие каждому данному фациальному типу осадка. Состав комплексов глинистых минералов различных фациальных типов осадков в значительной мере зависит от минералогического состава исходной глины и ее изменений, возникающих в процессе транспортировки.

Незрелый терригенный материал, представленный широким набором глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, хлорит, гидрослюда) и поступающий в бассейн седиментации Рионского межгорного прогиба, обусловил широкое развитие процессов разрушения, трансформации и образования новых минералов в соответствии с его особенностями и спецификой фациального типа осадка. Обнаружена отчетливая закономерность при сравнении состава генетических комплексов глин ряда фациальных типов осадков, выражающаяся вначале в обогащении, а затем в обеднении и обновлении минерального состава генетических комплексов глин в направлении от фаций алеврито-глинистых осадков пойм и озерных водоемов до фаций гумусовых осадков типичных торфяных болот. Обнаруживается четкое разграничение в минералогическом составе генетических комплексов глин нейтральных и контрастных фаций. Так, если озерная глина представлена каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и хлоритом, то в глинистой части торфа в одном и том же разрезе имеются каолинит, гидрослюда, вермикулит, а в случае тростникового торфа — чаще всего каолинит и вермикулит.

Поступление из кор выветривания в бассейн седиментации достаточно переработанного глинистого материала гидрослюдисто-каолинит-вермикулитового состава, обогащенного окислами Si и Al, оттеняет специфику диагенетического минералообразования в осадках различных

фациальных типов Западной Кубы. Здесь отмечается широкое развитие процесса синтеза каолинита в веществе торфа за счет аморфного кремнезема и свободного глинозема и синтеза монтмориллонита в песчано-алевритовых осадках заболоченных озер морского побережья из этих же продуктов исходной мути. Процессов разрушения и трансформации нет в контрастных фациях. Поэтому основной костяк обломочной первичной глины прослеживается красной нитью во всех фациях осадко- и торфонакопления, начиная от алеврито-глинистых осадков озерных водоемов морского побережья до гумусовых осадков торфяных болот.

Все изложенное говорит об определяющей и направляющей роли фациальной среды в процессах минералообразования вообще и реакционноспособного растительного материала в частности как ускорителя минеральной перестройки глин терригенных осадков.

Б. Диагенез осадков аридных областей. До настоящего времени практически не были известны особенности силикатного аутигенного минералообразования в различных обстановках хемогенного осадконакопления ряда карбонатно-сульфатно-галитных накоплений. В то же время выяснение особенностей аутигенного силикатного минералообразования в эвапоритовых формациях представляет один из интересных и малоосвещенных вопросов современной литологии.

Для создания единой картины, иллюстрирующей особенности состава и условия образования глинистых минералов при хемогенном или терригенно-хемогенном осадконакоплении в осолоняющихся водоемах, необходимо было проследить состав глинистых минералов в породах различных этапов осолонения водоема от терригенно-карбонатной седиментации до накопления галита при условии разнообразия первичного исходного терригенного материала. Последнее позволило бы судить, на каком этапе осолонения бассейна особенности исходной обломочной мути исчезают и она начинает служить только «сырьем» для ассоциации аутигенных силикатных минералов, находящейся в соответствии с собственно хемогенным парагенезом.

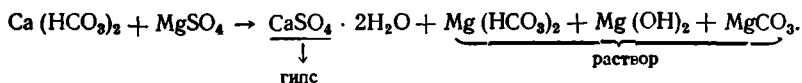
Для решения этого вопроса были проведены детальные исследования терригенно-хемогенных формаций в ряде регионов СССР и обобщен большой фактический материал по эвапоритовым формациям цехштейна и триаса Западной Европы и Северной Африки (Коссовская, Дриц, 1971; Lucas, 1962; Lippmann, Savoscin, 1969). Особенно подробно были изучены пермские отложения Южного Приуралья и Юго-Западного Донбасса и среднедевонский комплекс Южной Прибалтики. Указанные регионы характеризуются близкими условиями общего осолонения и различаются по характеру первично-обломочного вещества, изменяющегося от граувакк основного состава на Южном Урале через мезомиктовые кварц-полевошпатовые породы в Западном Донбассе до существенно кварцевых образований в Прибалтике.

Установлено, что в нейтральных фациях, предшествующих начальному осолонению бассейнов, состав глинистых минералов полностью сохранял свою специфику, связанную с петрографией исходного материала. С нарастанием осолонения бассейна появляются специфические для эвапоритовых фаций аутигенные ферроиллиты и минералы группы корренсита (Коссовская, Дриц, 1971).

Преимущественное развитие того или иного минерала (корренсита, Fe-иллита) определялось в первую очередь физико-химическими условиями осадконакопления, в частности степенью осолонения и катионно-анионным составом природных и иловых растворов. Пермские бассейны Приуралья и Донбасса с широким развитием гипсоносного осадконакопления могут быть отнесены, согласно классификации Н. М. Страхова (1962), к сульфатным водоемам типа IIa и IIб, где карбонатное осадконакопление при возрастании осолонения сменялось садкой гипса и ангидрита. Ассоциации глинистых минералов, связанные с гипсонос-

ными песчаниками, имеют очень выразительный характер. В гипсоносных пачках во всех случаях основной минерал — корренсит, присутствующий во фракциях $<0,001$ и $0,01—0,001$ мм.

Образование корренсита хорошо объясняется условиями течения широко известной реакции Гайдингера:



Интересно, что соли магния столь активно вступают во взаимодействие с кремнеземом и алюминием при образовании корренсита, что на одновременную с гипсом садку доломита почти не остается катионов. Карбонаты в гипсоносных песчаниках с корренситом представлены очень часто кальцитом.

Обширный аналитический материал по современным осолоненным бассейнам, приводимый Н. М. Страховым, убедительно подтверждает эту схему. В частности, садка гипса и насыщение рапы углекислыми солями магния происходит в азово-черноморских озерах при солености 14 ‰, в арало-каспийских водоемах — всего при 3 ‰. К сожалению, пока отсутствуют данные по глинистым минералам современных водоемов, осаждающих гипс. Такие данные позволили бы судить, непосредственно ли корренсит кристаллизуется вместе с гипсом, или в первичном виде присутствует триоктаэдрический монтмориллонит, отдающий при диагенезе (начальном эпигенезе?) свою воду более гигроскопичному гипсу. Хотя, согласно данным, полученным по Приуральскому разрезу, триоктаэдрический монтмориллонит был встречен в верхах разреза, а хлорит — в загипсованных песчаниках нижней части разреза, что казалось бы позволяет предположить стадийность формирования корренсита по схеме: триоктаэдрический монтмориллонит → смешанослойный минерал хлорит — монтмориллонит (содержание хлоритового компонента $<50\%$) → корренсит → смешанослойный минерал хлорит — монтмориллонит (содержание хлоритового компонента $>50\%$) → Mg-хлорит, такой последовательный ряд эпигенетических превращений минералов, обусловленный погружением пород, вряд ли реализуется в действительности (Коссовская и др., 1973).

Минералы группы корренсита были встречены в различных формациях на разных уровнях погружения во всех гипсоносных пачках. Характерно, что степень упорядоченности корренситов в первую очередь коррелируется с «чистотой» загипсованной пачки: наиболее упорядоченные разности приурочены вне зависимости от стратиграфического уровня к наиболее крупно и хорошо окристаллизованным базальным гипсовым цементам песчаников вне зависимости от их петрографического состава. По-видимому, наиболее благоприятное условие образования упорядоченной структуры корренсита — свободная кристаллизация достаточно крупных неделимых гипсов. Не исключено, что кристаллическая структура гипса способствует эпитактическому формированию на определенных плоскостях корренсита. По микроскопическим данным, крупные пластинчатые кристаллики корренсита до 0,05 мм располагаются в плоскостях спайности гипса. При появлении тонкозернистого материала также на разных уровнях погружения степень упорядоченности смешанослойного минерала ухудшается, а содержание хлоритового компонента увеличивается до 60—65%. В частности, этим объясняется отсутствие собственно упорядоченного корренсита в пермских отложениях Западного Донбасса и девонском комплексе Прибалтики, где на сульфатной стадии осолонения почти отсутствуют крупнозернистые песчаные породы.

В этой связи необходимо подчеркнуть, что в самых тонкозернистых породах — загипсованных аргиллитах и мергелях — присутствует Mg-

хлорит с небольшим количеством подвижных межслоевых промежутков. Вероятно, это связано с высокой концентрацией катионов магния и ранним завершением кристаллизации Mg-хлорита в условиях пониженной влагоемкости илов. Н. М. Страхов (1962) подчеркивает обедненность водой глинистых илов засоленных водоемов. Таким образом, формирование смешанослойных минералов хлорит-монтмориллонитового типа, соотношение в них разбухающих и неразбухающих межслоевых промежутков, как и их упорядоченность, сильно зависят от степени проницаемости пород, длительности сохранения влажности и гигроскопичности сульфатов, ассоциирующих с этой группой минералов.

Таким же индикаторным минералом терригенных гипсоносных доломитовых формаций является Fe-иллит.

Почти мономинеральные Fe-иллитовые глины распространены в тартуском горизонте (D_2^{tart}) Южной Прибалтики. Описание этих минералов дано в статье Коссовской А. Г. и др. (1971). Остановимся здесь на вопросе их генезиса в связи с обсуждением истории формирования глинистых минералов водоемов стадий начального осолонения. Можно полагать, что образование Fe-иллитов связано с ранними стадиями седиментогенеза и диагенеза, основанием чему служит то, что Fe-иллиты были найдены в современных содовых озерах США совместно с сепиолитом и доломитом (Parry, Reeves, 1966). Можно ожидать, что образованию близких к мономинеральным Fe-иллитам благоприятствовало высокое содержание катионов K^+ в наддонной воде. Однако надежного фактического материала здесь нет, так как силикатное минералообразование в осолоненных водоемах при участии K^+ и Na^+ охарактеризовано очень мало.

Гидрослюды—весьма легко образующиеся аутигенные минералы различных осадочных обстановок. По-видимому, Fe-иллиты — своеобразные аналоги глауконитов в условиях осолонения водоемов. Уход из наддонных вод при доломитообразовании Ca^{2+} и Mg^{2+} при относительно невысоком первичном содержании последнего (углекальциевый тип сульфатных озер, по Н. М. Страхову) создает условия относительного обогащения наддонных вод калием. Последний реализуется силикатными компонентами, присутствующими в растворе, для синтеза Fe-иллитов. В случае обогащения растворов магнием (углемагнийный тип озер) и неполной его реализации при осаждении доломита параллельно образуются хлорит или неупорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы. В гипсах, где весь магний реализуется на формирование корренсита, а не карбонатов, относительное количество Fe-иллита, естественно, уменьшается. Важный вывод: ассоциации корренсит — Fe-иллит — аутигенные образования, служащие индикаторными минералами терригенной доломито-сульфатной седиментации (Коссовская, Дриц, 1971).

Сырьем для корренсита, как и для Fe-иллита, может служить в эвапоритовых бассейнах любой алюмосиликатный материал, не переработанные реликты которого, например слюды $2M_1$, иногда улавливаются на фоне определяющих аутигенных компонентов.

В. Диагенез осадков с гидротермальным подтоком вещества. В последние годы обсуждался принципиально новый тип процессов диагенеза, течение которого определяется не только фациальной обстановкой среды осадконакопления и составом первичного седиментационного материала, но и эндогенным источником, синхронно снабжающим формирующиеся осадки теми или иными компонентами. Естественно, что это явление было обнаружено и изучено прежде всего на современных объектах, приуроченных к областям с высокой тектонической и вулканической активностью, в частности к современным рифтовым зонам. Наиболее яркий пример подобного типа осадконакопления и диагенеза — осадки рифтовых долин Красного моря. Горячие растворы с

температурой нередко выше 50°С, отличающиеся высокой соленостью и высоким содержанием железа, марганца и некоторых других тяжелых металлов, были обнаружены в ряде участков рифтовой зоны Красного моря. Они обусловили появление слоистых нелитифицированных осадков, состоящих главным образом из глинистых нонтронитоподобных минералов, содержащих значительные концентрации стратифицированно распределенных железа, марганца, меди, цинка и других рудных элементов.

Значительные рудные скопления ряда металлов, образующиеся эксгаляционно-термальным путем в осадках рифтовых зон океанов и отражающие непосредственное влияние мантийного вещества на процессы осадконакопления, привлекают сейчас большое внимание исследователей (Miller e. a., 1966, и др.).

В последнее время сделаны попытки уловить аналогичный механизм такого взаимного сочетания материала седиментационно-фациальной среды и эндогенного вещества, поступающего из зон глубинных разломов в пределах континентальных блоков. Примером таких исследований может служить работа Н. Г. Бродской, показавшей, что локализация концентраций фосфора в осадочных и осадочно-вулканических породах контролируется зонами разломов и синхронными с осадконакоплением проявлениями щелочного вулканизма. Близкие выводы по формированию марганцевоносных палеогеновых комплексов сделали Г. С. Дзюценидзе (1965, 1969) и др.

Масштабы эндогенного подтока вещества и типы вызываемой им минерализации еще далеко не изучены. Однако представляется несомненным, что детальное изучение совокупности этих явлений волеет новую струю в учение об осадочном рудогенезе, в частности, можно ожидать смягчения остроты дискуссии о происхождении так называемых стратиформных месторождений ряда рудных элементов. Осадочно-фациальный облик многих рудных концентраций в нормальных слоистых породах может быть прямым образом связан с синхронным эндогенным поступлением тех или иных элементов в бассейн седиментации и «чисто осадочным» распределением и фиксацией этих компонентов в осадке.

Примером методического подхода к выявлению «чуждого» гидротермального вещества, участвующего в нормальном осадочном диагенетическом процессе, может служить исследование сколитов и глауконитов сеноманских отложений Прикарпатья. Детальный кристаллохимический анализ этих минералов группы Fe — Al-диоктаэдрических слюд позволил установить химическое сродство и структурные нюансы преемственности от собственно осадочных глобулярных глауконитов, формировавшихся в диагенезе, до жилковых образований сколита, являющихся как бы «реликтовыми свидетелями» подтока гидротермального вещества кремнисто-алюминиевого железистого состава (Шутов и др., 1973).

2. Эпигенез

Проводившиеся в последние 15 лет в СССР и за рубежом огромные исследования по постседиментационному преобразованию осадочных пород показали геологическую масштабность этого явления, ставящего его по значимости на одну ступень с региональным метаморфизмом. Стало очевидно, что в эпигенезе, как и в метаморфизме, должны быть выделены различные его типы, определяющиеся в первую очередь теми геологическими обстановками, в которых протекают процессы изменения осадочных пород. Особенно ясно необходимость выделения типов эпигенеза обнаружилась тогда, когда исследование серий эпигенетически измененных пород вышло за пределы платформенных и миогеосинклинальных зон, распространившись на области с активной тектоникой, вулканизмом и широкими проявлениями гидротермальной деятельности. Необходимо заметить, что такое расширение сферы объектов

исследования литологии позволило провести переоценку некоторых явлений «наложенного» эпигенеза даже в платформенных областях, часто трактовавшихся как «регрессивный» эпигенез, и связать их с «дыханием» и проникновением глубинных флюидов в зонах высокой проницаемости, определяющихся глубиной разломной тектоники.

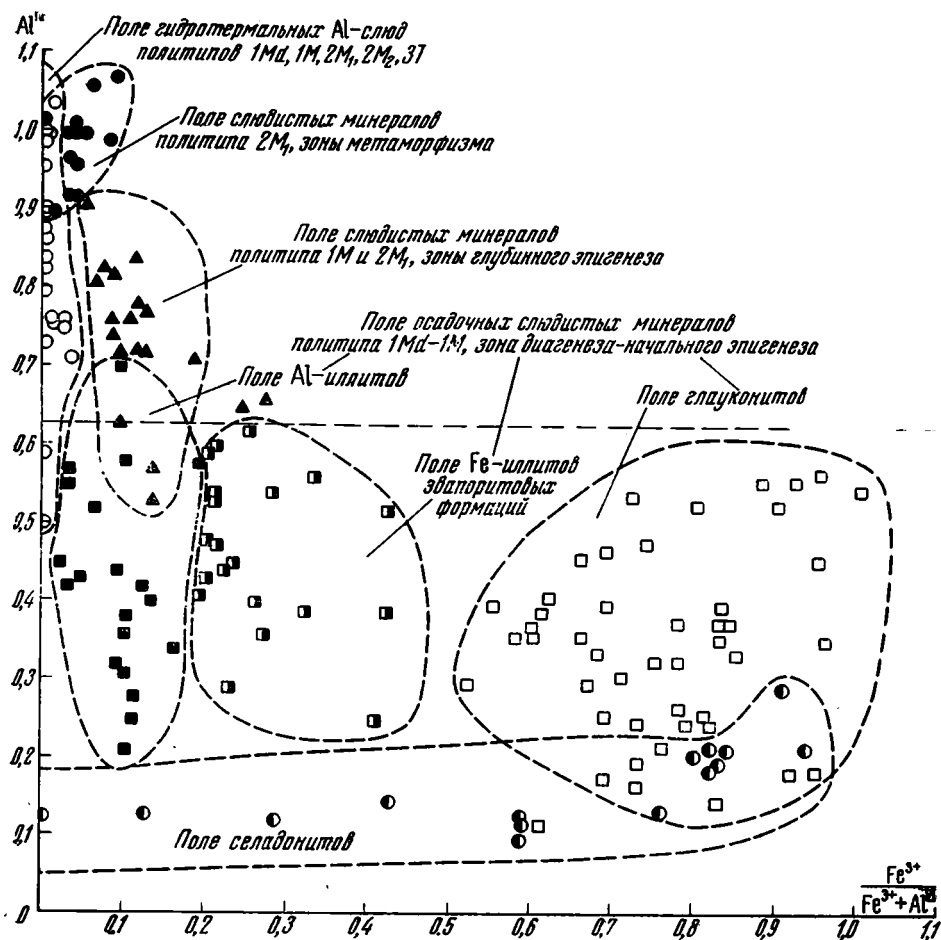
Совсем новый вопрос — диагенез и эпигенез океанических отложений, вскрываемых глубинным бурением в океанах. Аномальные термодинамические условия, связанные с высокими давлениями столба океанических вод глубиной до 10—12 км при низких температурах, должны создать специфические условия течения эпигенеза, которые еще не исследовались.

А. Региональный эпигенез. Накопление фактического материала по регионально-эпигенетическим изменениям вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, развитых в контрастных тектонических обстановках в условиях большого диапазона температур и давлений, позволяет выделить три типа регионального эпигенеза.

Региональный эпигенез в областях с континентальной корой и его смыкание с региональным метаморфизмом типа Барроу. Данный тип эпигенеза протекает в породах стратифицированных отложений при погружении и стрессовых напряжениях в условиях геотермического градиента 15—20°/км и давления до 4—5 кбар. Граница сопряжения серий пород, прошедших региональный эпигенез, с собственно метаморфическими образованиями, проводящаяся нами внутри фации зеленых сланцев по биотитовой изограде (Коссовская, Шутов, 1963), связана с погружениями осадочного комплекса на глубины порядка 15—20 км.

Особенности переработки различных петрографических типов терригенных пород на разных уровнях регионального эпигенеза нашли свое выражение в выделении фаций регионального эпигенеза, которые позволили как бы сомкнуть главнейшие химико-петрографические семейства терригенных пород с родственными фациями регионального метаморфизма. Было установлено, что процесс регионального эпигенеза приводит к постепенному стиранию специфики первичного петрографического состава полимиктовых пород, и на уровне верхней зоны фации зеленых сланцев появляется единая хлорит-мусковит-кварц-альбитовая ассоциация. Только в породах, в которых присутствовал свежий алюмосиликатный материал (Са—Na-плагиоклазы, вулканическое стекло), способна появиться цеолитовая фация (вулканогенные граувакки и аркозы гранодиоритового состава), сменяющаяся на уровне метабазита пренит-пумпеллиитовой и далее типичной эпидот-альбит-мусковит-хлоритовой ассоциацией (Коссовская, Шутов, 1963).

Как известно, при исследованиях по региональному эпигенезу глинистые минералы широко использовались как индикаторы, чутко реагирующие на изменение температур и давлений по мере погружения осадочных пород в более глубокие зоны. Эти данные, полученные на природных объектах и экспериментальным путем, широко известны в литературе (Коссовская и др., 1964; Шутов и др., 1966, 1971; Карпова, 1972; Коссовская, Дриц, 1971; Франк-Каменецкий и др., 1969). Однако характер преобразования слоистых силикатов был прослежен в основном только до низшей ступени регионального метаморфизма — верхних горизонтов фации зеленых сланцев. Работы последних лет позволили проследить особенности изменения слоистых силикатов не только в эпигенезе, но и в метаморфизме вплоть до амфиболитовой фации (Коссовская, Дриц, 1973). Наиболее перспективными минералами-индикаторами термодинамических условий оказались диоктаэдрические слюды и хлориты. Оба эти минерала образуются в геологических обстановках с широким диапазоном температур и давлений от диагенеза до регионального метаморфизма.



Фиг. 3. Кристаллохимические особенности диоктаэдрических слюд разных геологических обстановок

Диоктаэдрические гидрослюды — одни из самых распространенных минералов осадочных пород. Среди осадочных аутигенных слюд в городах, не измененных глубинным эпигенезом, выделено три группы: Al-гидрослюды или иллиты, глаукониты и промежуточная группа Fe-иллитов, связанная с терригенно-эвапоритовыми формациями.

Общие особенности гидрослюды, образующихся в диагенезе: низкий тетраэдрический заряд (0,2—0,6), т. е. высокое содержание Si в тетраэдрах; политипные структуры 1Md, отличающиеся слабой упорядоченностью; присутствие разбухающих слоев в структуре; высокое содержание двухвалентных катионов. Эти особенности унаследованы от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослюды при своем формировании в диагенезе и раннем эпигенезе. При переходе к зоне глубинного эпигенеза, наблюдаются постепенное увеличение тетраэдрического заряда (0,55—0,9), появление упорядоченных структур 1M и далее 2M₁, исчезновение разбухающих промежутков. В метаморфических породах мусковиты всегда относятся только к политипу 2M₁, отличаются высоким зарядом (не менее 0,8) и существенной «очисткой» октаэдров от окисного железа и двухвалентных катионов (Косовская, Дриц, 1971) (фиг. 3).

Интересный материал, позволяющий проследить историю мусковита в собственно метаморфических породах, получен группой итальянских

исследователей (Cirigliani e. a., 1971). Их выводы базируются на статистической обработке около 400 анализов мусковитовых слюд, связанных с различными фациями метаморфизма — от субфации кварц-альбит-эпидот-мусковитовой до силлиманит-альмандиновой (всего выделено семь групп, охватывающих низкие, средние и высокие ступени метаморфизма, вплоть до ортоклазовой фазы). Полученные результаты позволяют проследить кристаллохимическую эволюцию мусковита, являющегося, как известно, «проходным» минералом, свойственным всем стадиям регионального метаморфизма (Винклер, 1969). Самое главное — изменения, начавшиеся еще в собственно-осадочном процессе, продолжают на всех стадиях метаморфизма. Сущность этих изменений заключается в том, что по мере возрастания температур уменьшается содержание Si и Fe, увеличивается тетраэдрический заряд, уменьшается количество двухвалентных катионов. В силлиманит-альмандиновой фации состав мусковита приближается к идеальному перед своим исчезновением и появлением ортоклаза. Мусковиты гранитов и пегматитов существенно отличаются от мусковитов метаморфических пород и имеют собственные поля распространения.

Таким образом, группа диоктаэдрических слюдястых минералов, широко развитая от осадочных до глубоко метаморфизованных пород, — тончайший кристаллохимический индикатор, сохраняющий четкую направленность изменений своей структуры на всех этапах эпигенеза и метаморфизма.

Весьма интересно, что тенденция приобретения Al четверной координации (т. е. увеличения тетраэдрического заряда), хорошо известная для минералов высокотемпературного метаморфизма, начинается на самых ранних этапах эпигенеза не только в перестройке характера гидрослюд (иллитов), но еще при гидрослюдизации монтмориллонита в зоне начального эпигенеза.

Хлориты — обширное и кристаллохимически очень разнообразное семейство минералов, развитое в породах самого различного генезиса. Хлориты постоянно присутствуют в осадочных породах, испытавших эпигенетические преобразования, очень широко развиты в породах фации зеленых сланцев, возникших за счет первично-осадочных и первично-магматических образований, являются постоянными компонентами продуктов изменения основных и ультраосновных пород, повсеместно связаны с различными типами железных руд, широко распространены среди различных гидротермальных образований.

Более подробное рассмотрение хлоритов, связанных с породами, принадлежащими к определенным генетическим типам, показало, что кристаллохимические особенности этих минералов содержат много индикаторных возможностей, отражающих условия их возникновения и преобразования.

До последнего времени считалось, что для осадочных пород типичны только железистые хлориты, богатые трехвалентным железом. Mg-хлориты связывались обычно с продуктами разрушения ультрабазитов, серпентинитов. Было известно также, что высокая магнезиальность — типичная особенность хлоритов наиболее высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев.

Оказалось, что эти данные неточны. Удалось установить, что чисто магнезиальные аутигенные хлориты — типичные минералы совершенно неизмененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций.

Кристаллохимическая характеристика магнезиальных хлоритов эвапоритов существенно отлична от таковой минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам. Основное отличие Mg-хлоритов терригенно-эвапоритовых формаций — высокое суммарное содержание Al, локализующегося в октаэдрах и тетраэдрах, которое всегда превышает

2,2, что позволяет четко разграничивать эти два генетически отличные типа чисто магнезиальных хлоритов (Коссовская, Дриц, 1973).

Группа железистомагнезиальных хлоритов чрезвычайно широко распространена среди различных осадочных и осадочно-метаморфических пород. Достаточно широко эти минералы встречаются так же, как продукты зеленокаменного изменения диабазов, спилитов, андезитов и базальтов. Однако железистомагнезиальные хлориты, связанные с осадочными и осадочно-метаморфическими породами, отличаются также гораздо более высоким содержанием Al по сравнению с таковым у хлоритов этой же группы, образующихся по магматическим породам.

По-видимому, высокое содержание Al в хлоритах может служить определенным индикаторным признаком их происхождения за счет первично-осадочных пород. Оно обеспечивается глинистыми минералами, за счет преобразования которых образуются хлориты.

В магматических породах «сырьем» для образования хлоритов служат прежде всего фемические компоненты и стекловатый базис, в которых содержание Al, естественно, существенно меньше, чем в глинистых минералах.

Четким индикаторным признаком первично-осадочной природы метаморфических пород может быть обязательный парагенез хлоритов с диоктаэдрическими слюдами, присутствующими в сопоставимых количествах. Сочетание высокомагнезиальных безжелезистых хлоритов с железистыми мусковитами — не только указатель первично-осадочного генезиса пород, но и возможное свидетельство аридного климата, в котором происходило накопление осадков. В этом отношении парагенез Mg-хлорит + железистый мусковит — такой же индикатор контрастных обстановок аридного климата, как и парагенез кварц — диккит + пиррофиллит — кианит для гумидного (Шутов и др., 1966; Шутов, 1973).

Таким образом, если рассмотрение динамики кристаллохимических преобразований диоктаэдрических слюд позволило, как в определенном фокусе, очень детально проследить все нюансы эволюции от монтмориллонита через гидрослюды к мусковитам метаморфических пород и далее к гранитоидам, то хлориты показали, что ими можно пользоваться как индикаторами пара- и ортопород и даже климатических обстановок формирования осадочных пород (Коссовская, Дриц, 1973).

Однако этим не исчерпывается информация, которую можно получить, анализируя кристаллохимические особенности хлоритов. Последние, как и слюды, несут следы последовательных преобразований на различных этапах эпигенеза и метаморфизма. Эти трансформации запечатлеваются в изоморфных и полиморфных изменениях.

Один из характерных процессов, начинающихся в эпигенезе и развивающихся в метаморфизме, — переход окисных форм железа в минералах в закисные. Эта закономерность наглядно проявляется на примере магнезиальножелезистых хлоритов — самой распространенной группы этого семейства минералов. Хлориты зоны диагенеза — начального эпигенеза содержат такие высокие количества трехвалентного железа в октаэдрах, что очень часто принадлежат к типу ди-триоктаэдрических хлоритов, в которых триоктаэдрическими являются бруситовые слои. По мере перехода к породам глубинного эпигенеза и далее к фации зеленых сланцев последовательно уменьшается содержание железа в октаэдрах Fe^{3+} и возрастает содержание Fe^{2+} . Столь же отчетливо наблюдается постепенное возрастание содержания магния в структуре хлоритов. Этот процесс начинается еще в собственно осадочных породах при глубинном эпигенезе и метагенезе (Карпова, 1965, 1972; Муравьев, Салынь, 1971) и последовательно возрастает при метаморфизме до нижних горизонтов фации зеленых сланцев, вплоть до появления граната в эпидот-альбит-альмандиновой фации, где железистомагнезиальный хлорит разрушается и появляется альмандин и Mg-хлорит: $Fe-Mg$ -хлорит + кварц + альмандин + Mg-хлорит.

Полиморфные изменения хлоритов при эпигенезе и метаморфизме были впервые детально исследованы Б. Б. Брауном и С. В. Бейли (Brown, Bailey, 1962) и позднее рассмотрены Г. В. Карповой (1969). В неизмененных осадочных породах хлориты относятся к политипу I ($\beta=90^\circ$), в условиях повышающихся температур и давлений последовательно проявляются политипы Ia ($\beta=97^\circ$) и IIa ($\beta=97^\circ$). В метаморфических породах присутствуют хлориты только политипа IIa ($\beta=97^\circ$), отличающиеся наибольшей стабильностью.

Необходимо подчеркнуть, что динамика кристаллохимической трансформации и сущность происходящих преобразований подробно прослежены только для слоистых силикатов. Последующие преобразования, начинающиеся в амфиболитовой фации, фиксируются в основном только самим фактором появления новых минералов. Постепенная смена слоистых структур ленточными, свойственными амфиболам, и далее цепочечными, свойственными пироксенам, кристаллохимически не исследована. Это, несомненно, очень перспективное направление, ожидающее постановки специальных исследований. Большая перспективность этого направления подтверждается полученными недавно экспериментальными результатами, показавшими возможность синтеза нового структурного типа силикатов, представляющего как бы промежуточное звено между слоистыми и цепочечными. Если пироксены образованы отдельными цепочками, а амфиболы лентами из двух пироксеновых цепочек, то основу этой структуры составляют ленты, состоящие из трех цепочек, соединенных между собой атомами кислорода (Дриц, Гончаров, 1974).

Приведенные материалы для семейств слоистых силикатов диоктаэдрических слюд и хлоридов далеко не исчерпывают всех возможностей, которые содержит исследование кристаллохимии отдельных минералов с целью их использования в качестве индикаторов типов и стадий регионального эпигенеза и метаморфизма.

Не менее перспективный индикатор для фиксации этапов преобразования пород при эпигенезе и метаморфизме — органическое вещество.

Органическое вещество — индикатор эпигенеза. В решении вопроса изменения органического вещества в эпигенезе проведено много исследований, особенно в области методов определения стадий его углефикации. За последние три-четыре года значительно усовершенствован метод определения отражательной способности. Благодаря этому методу выявилась возможность определять стадии углефикации не только концентрированного органического вещества в пластах, но и рассеянного в породах, и рассматривать эти стадии как количественно выраженный индикатор стадий минерального преобразования осадочных пород. Эта возможность — следствие того, что органическое вещество более чувствительно к внешним воздействиям и на нем четче и быстрее проявляются следы постседиментационной перестройки (Тайхмюллер, Тайхмюллер, 1971).

Наиболее интересное и новое в проблеме постседиментационного преобразования органического вещества — рассмотрение влияния на его изменение фациального типа осадка, в котором оно захоронено (Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1971, 2). В данном конкретном случае объектом исследования является гелефицированная древесина² определенной степени разложения и ботанической принадлежности. Установлено, что на всех стадиях углефикации — от торфяной, как это было видно в разделе о диагенезе органического вещества, до жирного угля³ — в элементном составе гелефицированной древесины, выделенной из озерно-

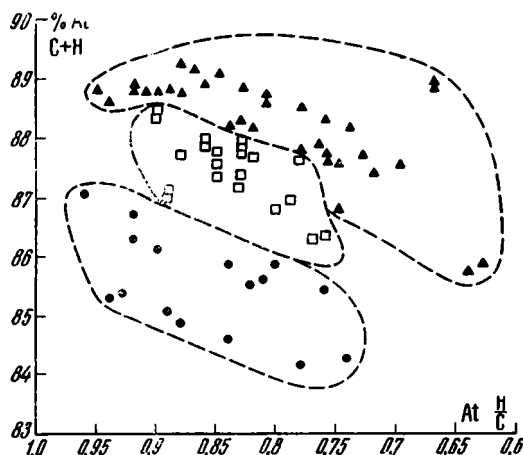
² Гелефицированная древесина торфа и землистых бурых углей на стадии эпигенеза соответствует витрену.

³ Более высокие стадии углефикации угля не анализировались.

болотного песка или песчаника, содержится меньше углерода и больше кислорода по сравнению с содержанием этих элементов в гелефицированной древесине той же степени разложения и того же ботанического состава, но выделенной из торфа или угля. Эти различия в элементном составе, как было показано выше, оказываются наибольшими на торфяной стадии. На стадии углефикации землистого бурого угля различия в элементном составе древесины в зависимости от фациального типа осадка еще значительны, но меньше, чем на торфяной стадии. Далее с повышением углефикации выявленные различия в элементном составе гелефицированной древесины из песчаника и угля закономерно уменьшаются. На всех стадиях углефикации древесина из глины или аргиллита содержит больше углерода, чем из песчаника и песка, но меньше, чем выделенная из угля и торфа.

Следовательно, обуглеживание гелефицированной древесины в постседиментационный период или, другими словами, ее углефикация, связана с гранулометрическим спектром пород в пределах одинаковых или близких фаций. Это подчеркивается и данными более глубокого химического исследования гелефицированной древесины, которые были получены П. С. Софиевым и др. (1963). По их данным, отмечается более высокое содержание реактивного кислорода и карбоксильных групп в гелефицированной древесине из озерно-болотного песчаника (Ангренское бурое угольное месторождение — I₁) по сравнению с таковым в гелефицированной древесине из аргиллита той же фации смежного по разрезу слоя. Также установлено, что на изменение элементного состава гелефицированной древесины оказывает влияние также и фациальный тип осадка. Исследования показывают, что в дельтовых песчаниках изменение древесины идет быстрее, чем в русловых; также древесина изменяется быстрее в болотных осадках (торф, уголь), чем в озерно-болотных. Сказанное иллюстрируется классификационной диаграммой (фиг. 4; см. также фиг. 1), на которой видно положение, занятое гелефицированной древесиной, выделенной из различных фациальных типов осадков. Изменение оптических свойств гелефицированной древесины, выраженное в величинах отражательной способности и показателей преломления, следует установившейся закономерности изменения ее элементного состава в зависимости от среды захоронения (Тимофеев, Боголюбова, 1963, 1971, 2; Парпарова, 1971).

Таким образом, при прочих равных условиях, химические и оптические свойства древесины — функция двух переменных: литологического типа осадка и фациальных условий ее захоронения. На более ранних стадиях влияние этих факторов на различия углефикации древесины определяется в ряде случаев масштабом почти целой стадии. Следовательно, при использовании органического вещества в качестве индикатора стадий преобразования пород или прогноза марки угля примерно до стадии углефикации жирных углей необходимо учитывать литологичес-



Фиг. 4. Изменение элементного состава гелефицированной древесины (витрена) различных фаций угольного пласта Ангренского месторождения. См. условные обозначения фиг. 1

кий и фациальный типы пород, с которыми были связаны преобразования.

Выше стадии жирного угля влияния литологического типа и его фациальной принадлежности существенно не сказываются на химических свойствах древесины, а на стадии антрацита исчезают полностью.

Таким образом, установленные закономерности в изменении органических остатков могут быть использованы для характеристики ступеней начального эпигенеза. Для глубинного эпигенеза и дальнейших стадий преобразования органического вещества в метаморфизме необходимы новые исследования.

Б. А. Блюман и др. (1972) получили очень интересные данные о кристаллохимических особенностях графита, связанного с разными типами метаморфизма. Они установили, что графит в породах низших стадий метаморфизма характеризуется трехмерно-неупорядоченной структурой. По мере нарастания метаморфизма наблюдается постепенное упорядочение структуры вплоть до появления полностью упорядоченного графита в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Графит в породах, подвергшихся контактовому метаморфизму, характеризуется двухмерной неупорядоченной структурой.

Региональный эпигенез в современных и древних областях окраинных зон континентов с высокими значениями теплового поля и его смыкание с региональным метаморфизмом типа фаций Абакума. В регионах, характеризующихся повышенным тепловым потоком и соответственно высокими значениями геотермического градиента — 20—30°/км, совокупная мощность всех зон эпигенеза претерпевает значительные сокращения. В соответствии с этим границы перехода в собственно метаморфические фации располагаются на глубине 1500—5000 м. Характерная черта зон эпигенеза этого типа — их приуроченность к активным участкам земной коры и связь со стратифицированными вулканогенно-осадочными образованиями.

Эпигенетическая зональность такого типа была установлена в пермских отложениях востока Австралии (Raam, 1968), меловом комплексе Коста-Рика (Otalora, 1964) и третичных отложениях Японии (Utada, 1970; Iijima, Utada, 1971; Kizaku, 1971). Особенно подробно она описана в последние годы японскими исследователями. Они выделяют пять зон: зону неизмененного вулканического стекла; зоны, характеризующиеся последовательным распространением все менее гидратированных Сацеолитов от клиноптилолита-гейландита до ломонтита; зоны, в которых появляется пренит-пумпеллиитовая и далее альбит-эпидотовая ассоциация. Отмечается близость состава индикаторных минералов, характеризующих определенные зоны описываемых областей с высоким геотермальным режимом, к ассоциациям индикаторных минералов зон нормального эпигенеза. Подобно последним они легко картируются, отражая структуры и историю развития определенных геологических площадей, что уверенно подчеркивает региональный характер эпигенеза этого типа. Отличие от зон «нормального эпигенеза» — резко сокращенная мощность всех зон, определяющаяся высокими значениями теплового поля. Нижняя зона эпигенеза, принадлежащая фации зеленых сланцев, непосредственно смыкается с метаморфическими сериями типа Абакума, выделенными в Японии А. Миасиро (Miyashiro, 1961). Важно подчеркнуть, что в последовательности метаморфических зон фация амфиболитов, формирующаяся при сильном разогреве земной коры (до 700°С), появляется на очень незначительных глубинах — порядка 8 км.

Региональный эпигенез тектонически активных окраин континентов с аномально высокими давлениями и низкими температурами (области крупных надвиговых зон) и его смыкание с метаморфическими

фациями типа глаукофановых сланцев. Этот тип регионального эпигенеза — очень мало геологически изученные преобразования, проходящие в областях с аномально высокими давлениями до 5—10 кбар при относительно низких температурах. Речь идет о сериях вулканогенно-осадочных пород, развитых в областях с крупной надвиговой тектоникой, испытавших своеобразные минералогические преобразования, приводящие к появлению лавсонит-глаукофановой ассоциации. Как правило, в этих комплексах выделяются две минералогические зоны, отражающие последовательное нарастание степени преобразования пород: лавсонит-альбитовая и лавсонит-глаукофановая. Лавсонит-альбитовая часто следует за ломонитовой, а иногда замещает ее, следуя непосредственно за гейландитовой ассоциацией (McKee, 1962). Е. Б. Мекки, а также И. Х. Бейли и др. (Bailey *et al.*, 1964) удалось закартировать лавсонитовую и глаукофановую зоны, оконтуривающие крупные надвиговые пластины в области развития граувакк францисканской формации.

В близких геологических ситуациях закартированы зоны развития палеозойских и мезозойских глаукофановых сланцев и пределах Западно-Корякской складчатой системы (Добрецов и др., 1970). Следует отметить, что парагенезы минералов, в частности слоистых силикатов, соответствующие породам, испытавшим лавсонит-глаукофановый метаморфизм, практически не изучены. Почти неизвестны кристаллохимические особенности ассоциирующих с лавонитом и глаукофаном слюд и хлоритов, а также особенности преобразования этих важных индикаторных минералов при переходе от слабо измененных пород к породам лавсонит-альбитового и глаукофанового комплексов.

Изучение особенностей регионального преобразования пород при эпигенезе и метаморфизме в условиях высоких давлений и низких температур — сейчас одна из актуальнейших задач, так как она входит в круг проблем глобальной тектоники и может объяснить процессы, связанные с изменениями пород при движениях крупных литосферных плит.

Все три описанные типа регионального эпигенеза, тесно связанные и наследуемые определенными видами метаморфизма, характеризуются одной общей важнейшей чертой. Она заключается в саморазвитии исходного вещества первичных пород, претерпевающих сложные минералогические превращения в различных термодинамических обстановках при изохимическом течении процессов.

Б. Наложенный эпигенез. В отличие от региональных эпигенетических и метаморфических изохимических преобразований пород довольно значительная роль принадлежит явлениям наложенного эпигенеза, протекающим под влиянием различных гипергенных и гипогенных факторов. Определяющая особенность наложенного эпигенеза, отличающая его от регионального, — более узкий, локализованный характер проявлений в вертикальном и горизонтальном направлениях, не (или мало) зависящий от первичного характера пород и фациальных условий, в которых они формировались, а связанный главным образом с взаимодействием пород с проникающими растворами «чуждого» состава.

По характеру воздействующих на породы растворов все явления наложенного эпигенеза могут быть подразделены на две группы: изменения, связанные с проникновением гиперогенных растворов, наблюдающихся в современных и палеогиперогенных обстановках; изменения, связанные с подтоком гипогенных растворов.

Наложенный эпигенез, связанный с гиперогенными растворами. Этот тип процессов распространен среди отложенных чехла платформенных и миогеосинклинальных областей и часто связан с породами, слагающими крупные тектонические депрессии. Выходы пластов проницаемых пород в области обрамления депрессий представляют благоприятные участки загрузки и дальнейшей фильтра-

ции в глубь депрессии поверхностных вод, обогащенных кислородом. На пути своей миграции эти воды воздействуют на вмещающие породы, обуславливая внутрипластовое окисление, выщелачивание и некоторые другие преобразования пород. Индикаторы следования этих вод удается установить при тонких минералогических исследованиях путем фиксации чужеродных региональному эпигенезу минеральных новообразований. В частности, присутствие тончайших каемочек пигмента гидроокислов железа, возникающих в результате окисления уже сформированных хлоритовых оболочек цемента песчаников, и изменение порядка последующей раскристаллизации глинистого вещества — очень чувствительные и надежные показатели перерывов в ходе нормального регионального эпигенеза, вызываемых наложением внутрипластовым окислением при фильтрации вод, обогащенных кислородом.

Результатом наложенного эпигенеза является иногда возникновение определенной геохимической зональности, связанной со специфическими обстановками, которые встречают фильтрующиеся воды на своем пути. В частности, при взаимодействии таких гиперогенных растворов с породами, содержащими нефтяные битумы и некоторые другие типы скоплений органического вещества, возникают зоны «геохимического противоречия», или геохимические барьеры, в районе которых происходит интенсивная разгрузка подземных водотоков, приводящая нередко

к вторичной кальцитизации, окремнению и другим наложенным локальным изменениям пород. Этот тип процессов наложенного эпигенеза приводит к формированию специфического типа месторождений ряда рудных ископаемых, подробно изученных и описанных А. И. Перельманом (1965), В. Н. Холодовым и др. (1961), В. Н. Холодовым (1970), Е. А. Головиным (1965) и др.

Наложённый гиперогенный эпигенез может протекать и быть зафиксирован в характерных структурно-минеральных новообразованиях в породах, прошедших любую стадию постседиментационных изменений — от ранних эта-



Фиг. 5. Схема соотношений регионального и наложенного эпигенеза

пов регионального эпигенеза до метаснеза и глубоких фаций метаморфизма (фиг. 5).

Гипогенный наложенный эпигенез. Этот тип процессов, по-видимому, широко распространенный в складчатых и платформенных областях, характеризующихся налеганием осадочного чехла на фундамент с зонами глубинной раздробленности, до последнего времени мало привлекал внимание литологов. В то же время роль и масштабы таких наложенных изменений могут быть весьма разнообразны в связи с многообразием типов глубинных растворов и степенью их разбавления водозными водами. Формы пространственной локализации проявлений гипогенного наложенного эпигенеза могут быть достаточно сложными и фиксироваться в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных с системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами, или водопроницаемыми пластами. Конфигурация таких зон со специфической наложенной гипогенной минерализацией также имеет афациальный характер и определяется линейной конфигурацией тектонически раздробленных зон и системой циркулирующих растворов. Наиболее яркие и широкие проявления гипоген-

ного эпигенеза — специфические вертикальные зоны типа столбов, впервые обнаруженные и детально описанные в мезозойских отложениях осадочного чехла Западной Сибири (Розин, Сердюк, 1970; Сердюк, Эренбург, 1972).

Мезозойский терригенный комплекс Западно-Сибирской низменности является одним из объектов, в котором многолетними исследованиями ряда известных сибирских литологов наиболее подробно изучены и закартированы зоны регионального эпигенеза (Перозо, 1960, 1967; Г. Э. Прозорович и др.). В последние годы удалось выявить, что на отдельных участках в мощном осадочном чехле мезозоя зоны регионального эпигенеза как бы исчезают и появляются отдельные «пятна», в которых породы всего разреза интенсивно и однотипно преобразованы. Характер этих преобразований выявляется повсеместным исчезновением всех сколько-нибудь нестойких компонентов и энергичным метасоматическим развитием каолинита. Эти «каолинитовые столбы» расположены непосредственно над зонами глубинных разломов фундамента, зафиксированных геофизикой, и связаны с поступлением токов гипогенной CO_2 , обуславливающей наложенную каолинитовую и карбонатную минерализацию в породах всего разреза вплоть до фундамента в пределах локальных участков, как бы нарушающих стройную картину пространственного плана распределения зон регионального эпигенеза (Сердюк, Эренбург, 1972). Аналогичного типа «каолинитовые столбы» были обнаружены в неогеновых отложениях Северного Сахалина (Р. М. Юркова).

Наряду с кислым типом наложенных гипогенных изменений существуют преобразования такого же локального плана, связанные с поступлением щелочных растворов. Очень выразительный пример воздействия щелочных терм на вулканогенно-осадочные породы — появление своеобразных «анальцимовых столбов» в сеноманских отложениях Западной Грузии (Дзоценидзе, 1965, 1960). Богатые Na-растворы, проникающие в толщу вулканогенных песчаников, обусловили в отдельных локальных участках появление своеобразных «колодцев», в породах центральных частей которых Са-плагиоклазы полностью замещены анальцимом, а по периферии развивается окремнение, связанное с выносом кремнекислоты при замещении основных плагиоклазов Na-цеолитом.

Примером воздействия щелочных гипогенных растворов, богатых калием, могут служить преобразования поликомпонентного глинистого вещества пород в пределах нефтяных залежей ряда месторождений Актюбинской области (Муравьев, 1973). В определенных участках часто совпадающих с контурами нефтяной залежи, наблюдается появление мономинерального К-монтмориллонита или хорошо окристаллизованной аутигенной гидрослюдь поли типа 1М иногда в парагенезе с редким минералом давсонитом — индикатором резко щелочных обстановок. Эти минералы сменяют на локальных участках фоновую поликомпонентную ассоциацию глинистого вещества песчаников всего разреза мезозойского комплекса. Формирование таких столбов с проявлением калиевого метасоматоза, по мнению В. И. Муравьева, исследовавшего эти образования, может быть связано с воздействием специфических щелочных терм, пришедших вместе или вслед за проникновением нефтяного флюида, заполнившего антиклинальные ловушки нефтяных месторождений Кенкияка и Акжара.

Помимо вертикальных проявлений наложенного гипогенного эпигенеза существует и другая, горизонтально-пространственная гипогенная минерализация, часто связанная с взаимодействием и смешиванием глубинных флюидов с вадозными близповерхностными водами. Пример такого процесса — пластовые гидротермальные изменения, часто имитирующие процессы образования кор выветривания, подробно описанные В. Н. Разумовой (1971, 1972).

Таким образом, гипогенный наложенный эпигенез может проявляться в различных химико-минералогических и морфогенетических формах. Первые связаны с различным химизмом поступающих газовых и жидких флюидов, вторые — с конкретной геолого-тектонической обстановкой, в которой протекали процессы гипогенного минералообразования.

Как и в случае гипергенного наложенного эпигенеза, гипогенная минерализация может осуществляться на любых стадиях постседиментационного преобразования пород от ранних стадий регионального эпигенеза до собственно метаморфизма. Важно отметить, что ранние проявления в эпигенезе гипогенной минерализации как бы смыкаются со стадией диагенеза, осложненного подтоком гидротермального вещества (см. выше). Различием этих двух процессов может служить текстурно-структурный характер минерализации, имеющий нормально седиментационный характер в первом случае и наложенный во втором.

Резюмируя современное состояние учения об эпигенезе, необходимо подчеркнуть, что все дальнейшие задачи в изучении вторичных преобразований пород должны решаться с обязательным учетом выявленных типов регионального и наложенного эпигенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новое в учении о стадиях осадочного минералообразования состоит в том, что эти вопросы в настоящее время решаются на основе комплексного геолого-генетического изучения осадочных образований с широким применением комплекса современных физико-химических методов исследования вещества. Это позволяет подойти к выяснению первопричин (исходный материал, фациально-гидрогеохимические условия среды осадконакопления), которые определяют направленность и интенсивность минералообразования в процессе седиментогенеза и раннего литогенеза (диагенеза). В свою очередь знание начальных процессов становления осадков в породы обеспечивает надежное решение вопросов последующего преобразования их минерального состава с учетом разнообразия геолого-тектонических обстановок, определяющих выявленные типы эпигенеза и метаморфизма. Исследование конкретных характеристик определенных типов литогенеза создает необходимые условия для выявления минеральных индикаторов типов и уровней диагенеза, эпигенеза и метаморфизма и уточнения физико-химических и термодинамических параметров соответствующих сред минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавин Т. П. Изменение структурного состояния графита при прогрессивном региональном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
- Боголюбова Л. И., Соколова А. Л., Юревич А. Л. О превращении монтмориллонита в каолинит (экспериментальные исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессе углеобразования.— В сб.: Угленосные формации и угольные месторождения. М., «Наука», 1968.
- Вальц И. Э. Первичные и диагенетические изменения микроструктуры растительного материала на торфяной и буроугольной стадии.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2.
- Дзоцендзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дзоцендзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Дриц В. А., Гончаров Ю. И., Александрова В. И. О новом типе ленточных силикатов. Кристаллография, 1974, № 4.
- Жемчужников Ю. А. Об углефикации и метаморфизме углей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1.

- Караваяв Н. М.* Новая классификация гумолитов.— В кн.: Материалы к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций, вып. 7. Л., «Недра», 1965.
- Карпова Г. В.* Об эпигенетических хлоритах в осадочных породах.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 3.
- Карпова Г. В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972.
- Кононова М. М.* Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1971, вып. 221.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия минералов в решении проблем литологии.— В кн.: Тезисы трудов III совещания по физическим методам исследования осадочных пород. Александров, ВГФ, 1973.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Сахаров Б. А., Соколова Т. Н.* Кристаллохимические особенности корренситов.— В кн.: Тезисы трудов III совещания по физическим методам изучения минералов осадочных пород. Александров, ВГФ, 1973.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н.* О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы.— Тр. ГИН АН СССР. 1971, вып. 221.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метagenеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А.* Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения пород.— В сб.: Геохимия, минералогия и петрография осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Кухаренко Т. А.* Особенности состава и свойств гуминовых кислот ископаемых углей и их классификационное значение.— Тр. Лабор. геол. угля АН СССР. Л., 1956, вып. IV.
- Муравьев В. И.* Глинистые минералы продуктивных пластов Кенкияка и Акжара.— В кн.: Тезисы докладов X пленума по изучению и использованию глин. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1973.
- Муравьев В. И., Сальни О. Л.* Динамика кристаллохимического преобразования в эпигенезе.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Парпарова Г. М.* Применение метода углепетрографии для исследования рассеянного органического вещества пород.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.
- Пероузио Г. Н.* Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Пероузио Г. Н.* Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967.
- Пигулевская Л. В., Раковский Е. В.* Химический состав торфообразователей и влияние его на состав торфов.— Тр. Ин-та торфа. Минск, 1957, т. 6.
- Разумова В. Н.* Гидротермально-аргиллитизированные вулканиты среднего эоцена как материнские породы батумских красноземов и глинистых пород молассовых отложений Гурьинского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Разумова В. Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3.
- Раковский Е. В.* Химическая сущность процессов диагенеза торфа.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
- Розин А. А., Сердюк З. Я.* Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Сердюк З. Я., Эренбург Б. Г.* О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья.— В сб.: Литол. и геохимия мезозойских отложений Сибири, Тр. СНИИГИМС. Новосибирск, 1972, вып. 149.
- Скобеева Е. И.* Зависимость химического состава торфа от его ботанического состава и степени разложения.— В кн.: Химия и химическая технология. М., «Недра», 1967.
- Софиев П. С., Горленко И. А., Семашева И. Н.* Некоторые факты о влиянии среды осадка на свойства органических компонентов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тайхмюллер М., Тайхмюллер Р.* Катагенез угля (углефикация).— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
- Тимофеев П. П.* К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.* Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангрэнского бурогоугольного месторождения.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.

- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР.— В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., «Наука», 1965.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Органическое вещество и его изменение в процессе углеобразования.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М., «Наука», 1971.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий накопления.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1972.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 3.
- Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит-хлориды К, Na, Са, Mg под давлением.— В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, т. 1.
- Холодов В. Н. О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Холодов В. Н., Лисицын А. Н., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности урановых месторождений в карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезисы граувакк. Автореф. докт. дис., М., ГИН АН СССР, 1973.
- Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфных модификаций каолинита в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971.
- Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А., Соколова А. Л. О генезисе глауконита.— В кн.: Тезисы докладов X пленума по изучению и использованию глин. Тюмень, Зап-СибНИГНИ, 1973.
- Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. Bulletin 183, Californian Division of Mines and Geology Ferry Building, San Francisco, 1964.
- Brown B. E., Bailey S. W. Chlorit polytismism. I. Regular and semirandom one layer structures.— Amer. Mineralogist, 1962, No. 47, N 7—8.
- Cipriani C., Sassi P. P., Scolari A. Metamorphic white micas. Dexinition of paragenetic fields Schweiz.— Mineral und Petrograph Mitt., 1971, B. 51, H. 1, 250—302.
- Iijima A., Utada M. Mineralogical study of sedimentary rocks from Japan. Abstracts of U. S.—Japan Seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites». 1971.
- Kizaki L. Zeolite from the Northern Kanto District. Abstract U. S.—Japan Seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites». 1971.
- Krevelan van D. W. De Chemie van de Steenkolen en het inkolingsproces Natuurkundige Voordrachten Nieuws.— Reeks, 1951—1952, No. 30.
- Krevelan van D. W. Coal. Typology Chemie Physics constitution. 2 ed Amsterdam. 1961.
- Lippman F., Savoscin M. Mineralogische Untersuchungen an Losungsruckstanden eines Wurtenbergischen Keupergipsvercommens.— Tschermaks mineral und Petrogr. Mitt., 1969, 13, No. 2.
- Lucas J. La transformation des mineraul argileuse dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias.— Mem. Ser. Carte Geol. d'Alsace et Lorraine, 1962, No. 20.
- McKee E. B. Wide spread occurrence of jadeite, lawsonite and glaucophane in central California.— Amer. J. Sci., 1962, v. 260.
- Miller A. R., Densmore Z., Degens E. T., Hathaway Z. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jockella A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrology, 1961, 2.
- Otalora G. Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of East-Central Puerto-Rico.— Amer. J. Sci., 1964, v. 262.
- Parry W. T., Reeves C. C. Lacustrine glauconitic mica from pluvial Lane Mound Lynn and Ferry Counties, Texas.— Amer. Mineralogists, 1966, 51, 1—2.
- Raam A. Petrology and diagenesis of Broughton sandstone (Permian) Kiama district, New South Wales.— J. Sed. Petrol., 1968, v. 38, No. 2.
- Utada M. Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan.— Sci. Papers University Tokyo, 1970, v. 20, p. 191—262.

УДК 553.32(729.1)

КУБИНСКИЙ ТИП МАРГАНЦЕНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Е. А. СОКОЛОВА

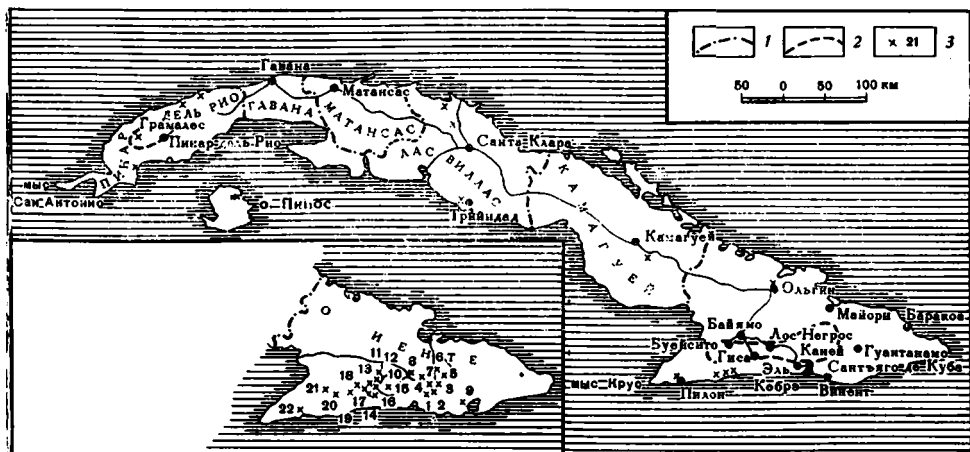
Существование типа обосновывается сравнительным путем. Сопоставляются марганценовые серии, развитые на восточном (о. Куба) и западном (острова Фиджи) обрамлениях Тихого океана. Сравнимые парагенезы пород имеют большое сходство: они характеризуются однотипным составом, строением, близкими условиями осадконакопления и общими металлогеническими особенностями. Таким образом, рассматриваемые ассоциации пород не случайны, а закономерно повторяются в пространстве и во времени и, следовательно, могут быть отнесены к определенному (кубинскому) формационному типу. Эти формации занимают в системе Тихоокеанского пояса совершенно определенные палеогеографическое и тектоническое положения. Это отложения относительно мелководных, связанных с океаном внутренних морей; они характеризуют стадии геосинклинального процесса, приводящие к становлению развитой коры континентального типа.

Для Тихоокеанского пояса весьма характерны марганценовые вулканогенно-осадочные серии, отвечающие формациям, в понимании Н. С. Шатского (1965) и Н. П. Хераскова (1952, 1963). Исследования последних лет позволили выделить среди этих формаций несколько типов, каждый из которых характеризуется определенным парагенезом пород, определенными особенностями оруденения и занимает в пределах рассматриваемого региона совершенно определенное тектоническое положение. В числе выделенных типов формаций — Кубинский тип, основные черты которого наметились при изучении формации Эль-Кобре в провинции Ориенте на востоке Кубы (Соколова и др., 1971, 1973)¹.

Изучая конкретную формацию, в данном случае формацию Эль-Кобре, мы можем предположить, что это эталон определенного формационного типа, и следовательно, присущие ей особенности являются чертами, характеризующими тип в целом. Для установления формационного типа необходимо показать, что рассматриваемая ассоциация пород не случайна, что она закономерно повторяется в пространстве и времени и, следовательно, может быть отнесена к определенному формационному типу. Только сравнительным путем могут быть выявлены черты, определяющие тот или иной тип формаций, установлены его главные и второстепенные признаки.

В настоящей работе мы пытаемся сравнительным путем обосновать существование Кубинского типа формаций, показав, что парагенезы пород, во многом схожие с формацией Эль-Кобре, представлены не только на восточном (о. Куба), но и на западном обрамлении Тихого океана. В западной части Тихоокеанского пояса в качестве сравнительного объ-

¹ Мы разделяем точку зрения тех исследователей, которые рассматривают Карибский регион как структурную единицу, входящую в систему Тихоокеанского пояса (Пушаровский, 1964, 1972; Пушаровский и др., 1967).



Фиг. 1. Обзорная карта марганценосных районов Кубы (по Ч. Парку, Ф. С. Симонсу, Дж. Страчеку).

Границы: 1 — провинций, 2 — марганцеворудных районов; 3 — марганцевые месторождения и рудопоявления (числа на карте): 1 — Эль-Кристо (Кинто, Изабелита), 2 — Понупо, 3 — Сабалилья, 4 — Хутинику, 5 — Валье де Манганезо, 6 — Эль-Ирис, 7 — Эсперансито, 8 — Абудансио, 9 — Сигва, 10 — Манакас, 11 — Ла-Эстрелла, Маффо, 12 — Ла-Ейя, 13 — Антонио, 14 — Посо Прието, 15 — Эль-Тони ла Гасета, 16 — Ла-Уника, 17 — Чарко-Редондо, 18 — Гиса, 19 — Эль-Кадис, 20 — Буйейсито, 21 — Тамайо, 22 — Понупо Манакал

екта используются марганценозные отложения островов Фиджи. В связи с тем, что подробное описание формации Эль-Кобре было дано в наших ранее опубликованных статьях (Соколова и др., 1971, 1973), мы ограничиваемся ниже только ее краткой характеристикой, сосредоточивая внимание на новом материале по островам Фиджи.

КУБА

Главные марганцевые месторождения Кубы сосредоточены в южной провинции Ориенте, где они локализируются в составе формации Эль-Кобре (фиг. 1, 2). Характеристику формации Эль-Кобре и связанных с нею руд мы даем на основании собственных наблюдений (Соколова и др., 1971, 1973) с учетом данных наших предшественников (Taber, 1934; Park, 1942, 1944; Lewis, Straczek, 1955; Simons, Straczek, 1958).

Формация Эль-Кобре представлена комплексом преимущественно вулканических пород, возраст которого определяется как поздний мел — палеоген (до середины среднего эоцена). Ее видимая мощность 4000—6000 м. Формация обнажается в северном крыле и осевой части антиклинария Сьерра-Маэстра — крупной структуры широтного простирания, южное крыло которой скрыто под водами Карибского моря. Основание формации не обнажено. Ее верхняя граница устанавливается четко вследствие резкой смены парагенеза вулканических пород осадочным комплексом формации Сан-Луис (преимущественно терригенные породы, мергели, песчанистые и глинистые известняки). Возраст формации Сан-Луис определяется как конец среднего эоцена и поздний эоцен.

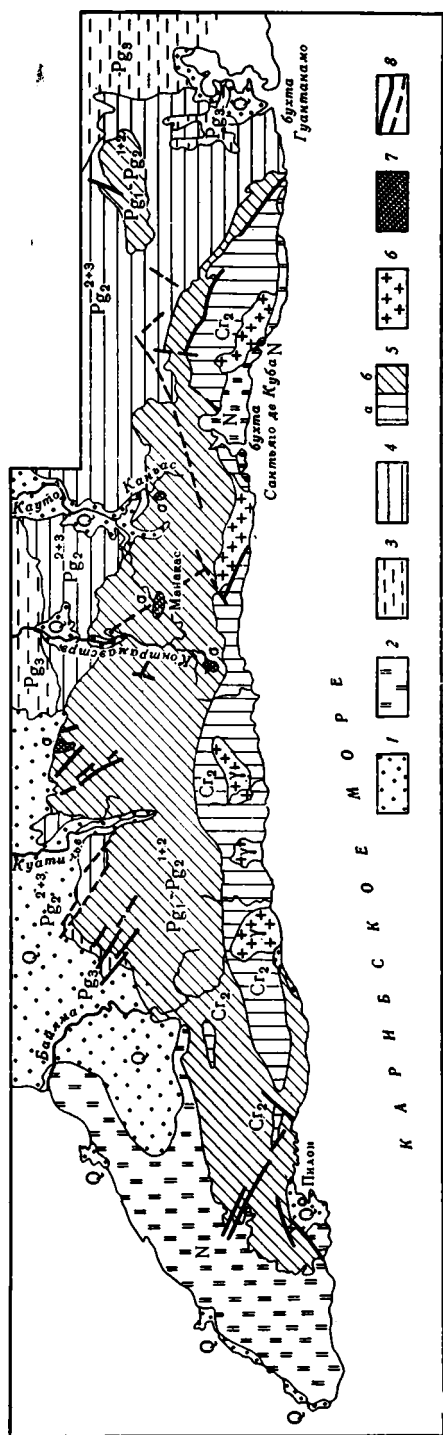
Формация Эль-Кобре характеризуется очень пестрым в литологическом отношении и сложнопостроенным парагенезом пород, главную роль в котором играют различные вулканогенно-обломочные отложения: собственно пирокластические образования, тефроида, туффиты и вулканотерригенные породы. Состав вулканитов варьирует в довольно широких пределах — от кислого до основного, однако преобладают базальты и порфириды базальтоидного типа. Среди базальтоидов значительная роль принадлежит щелочным разновидностям. Кремнистые породы для формации

в целом не характерны. Только в ее продуктивных горизонтах появляются весьма специфические кремнистые образования (байиты), о происхождении которых будет сказано ниже.

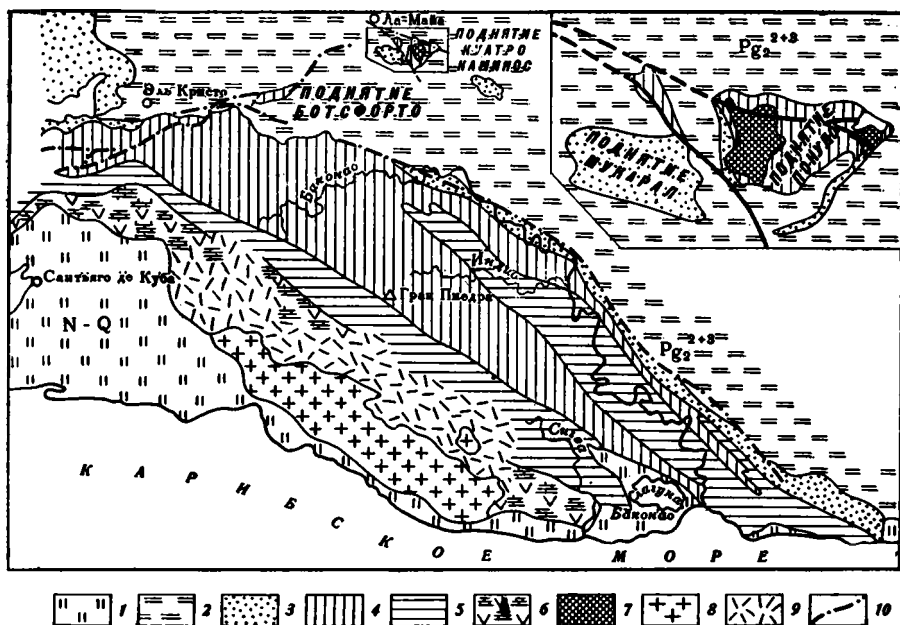
Осадочная составляющая формации представлена известняками, которые образуют среди вулканитов отдельные линзы и прослои и только в самых верхах формации (последние 100—150 м) приобретают доминирующее значение.

Слагающие формацию породы группируются внутри нее в определенные ассоциации, каждая из которых характеризуется свойственным только ей парагенезом пород. Говорить о закономерном изменении состава формации по разрезу можно только в самых общих чертах: ее нижняя часть «более вулканическая» по сравнению с верхней. Но это только общая тенденция. В действительности строение формации много сложнее. Обособляющиеся в ее составе парагенезы пород образуют тела, контуры которых далеко не всегда совпадают со стратиграфическими границами: они могут сменять друг друга как в вертикальном разрезе, так и по простиранию, часто находясь во взаимоотношении «интерфингер».

В результате наших исследований в составе формации Эль-Кобре были выделены следующие ассоциации пород: Сигва — туфы, агломераты, линзы рифогенных известняков, прослои эффузивов и тефроидов; Баконао — агломераты, эффузивы, туфы, прослои тефроидов;



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта южной части провинции Ориенте (на базе геологических карт под редакцией А. Н. Хименеса, К. М. Худолея, И. П. Новохацкого и др., 1962, 1963 гг.)
 1 — отложения четвертичного возраста (Q); 2 — неоген (N); 3 — олигоцен (Pg3); 4 — формация Сан-Луис — средний и верхний эоцен (Pg2+3); 5 — мел (C2); 6 — палеоцен, нижний и средний эоцен (Pg1-Pg2+2); 6 — интрузивные породы (γ); 7 — экструзивные купола (σ); 8 — линии разрывных нарушений



Фиг. 3. Схема строения восточной части полосы выходов формации Эль-Кобре (по Е. А. Соколовой, А. Брито, Д. П. Коутину)

1 — нерасчлененные отложения неогеновой и четвертичной систем (N—Q); 2 — формация Сан-Луис — средний и верхний эоцен (Pg_2^{2+3}); 3—7 — формация Эль-Кобре — верхний мел — нижняя часть среднего эоцена (Ct_2 — Pg_2^{1+2}): 3 — ассоциация Чарко-Редондо (известняки, известковистые туффиты, прослои туфов), 4 — ассоциация Каней (тефроиды, туффиты, вулканотерригенные породы, прослои туфов и лав), 5 — ассоциация Баконао (агломераты, эффузивы и туфы преимущественно среднего и основного состава, прослои тефроидов), 6 — ассоциация Сигва (вулканические породы с линзами и прослоями мраморизованных известняков), 7 — байяты; 8 — интрузивные породы; 9 — зоны контактового метаморфизма; 10 — линии разрывных нарушений

Каней — тефроиды, туффиты, вулканотерригенные породы, отдельные прослои эффузивов и туфов, линзы известняков; Чарко-Редондо — известняки, известковистые туффиты, прослои тефроидов и туфов (фиг. 3).

Анализ выделенных ассоциаций пород показывает, что накопление формации Эль-Кобре происходило в условиях относительно мелководного морского бассейна, в котором имелись отдельные островные гряды вулканического происхождения. Вулканическая деятельность сопровождала всему периоду накопления формации, в значительной мере определяя характер седиментации в рассматриваемый промежуток времени. Особенности внутреннего строения формации обуславливались положением и характером деятельности вулканических центров в период ее накопления. Парагенезы пород типа Сигва и Баконао формировались в периоды максимальной активизации вулканизма и накапливались в непосредственной близости от центров извержений. Формирование отложений, свойственных ассоциациям Каней и Чарко-Редондо, происходило во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих крупные вулканические центры.

Формация Эль-Кобре прорывается многочисленными интрузиями, которые Н. П. Лаверов и Р. Кабрера-Ортега (1967) подразделяют на три разновозрастные группы: субвулканические интрузивы — силлы, экструзивные купола, некоторые дайки базальтов, диабазов, андезитов и дацитов (палеоген — средний эоцен); крупные интрузивы диоритов — плагиогранитов (эоцен); поздние малые интрузии основных, средних и кислых пород (средний — верхний эоцен). Интрузивные породы и вулканогенные образования формации Эль-Кобре, по Н. П. Лаверову, в со-

вокупности образуют сложный вулканоплутонический комплекс. Входящие в этот комплекс группы пород образовались в различных условиях и отражают эволюцию единого магматического процесса во времени. В конечную стадию этого процесса образовались связанные с формацией Эль-Кобре медные месторождения и рудопроявления гидротермального генезиса.

Как уже упоминалось, в составе формации Эль-Кобре локализуются главные марганцевые месторождения Кубы. Протяженность марганцевой полосы (по простирацию формации Эль-Кобре) около 200 км, и в ее пределах известно около 180 рудопроявлений и месторождений марганца. Подавляющее большинство рудных залежей локализуется в верхней части формации в пределах 300—500 м ее разреза. Установлено, что марганцевые руды входят в состав определенных ассоциаций пород и внутри них залегают среди отложений определенного типа. Подавляющее большинство рудных залежей приурочено к ассоциациям Каней и Чарко-Редондо, а марганценосны в составе этих парагенезов преимущественно тефроида и туффиты и иногда известняки. Несмотря на то, что известняки сами по себе несут оруденение сравнительно редко, их присутствие в составе продуктивных пачек марганцевых месторождений характерно. Более того, наблюдается определенная тенденция приуроченности рудных скоплений к контакту вулканогенно-обломочных пород и известняков.

Хорошо выраженного регионального структурного контроля в распространении рудных залежей установить не удается. Однако обращают на себя внимание следующие два обстоятельства: большинство марганцевых месторождений располагается в зоне сочленения антиклинория Сьерра-Маэстра с Восточно-Кубинским синклинирем; наблюдается тенденция приуроченности ряда месторождений к небольшим брахиантиклинальным поднятиям.

Промышленный интерес на марганцевых месторождениях представлял преимущественно окисные руды, главные минералы которых — тодоронит и пиролюзит (Соколова и др., 1971). Окисные руды обычно слагают стратиформные тела и реже локализуются в залежах неправильной формы. Стратиформные рудные тела в плане имеют эллиптические очертания. Их протяженность значительно превышает мощность. Известны месторождения, представленные несколькими рудными «пластами» (до четырех), расположенными один над другим, и отдельными безрудными отложениями. Внутреннее строение рудных «пластов» характеризуется большой неоднородностью; каждый из них представлен серией линз, прослоев и гнезд рудоносной породы. Неоднородность строения рудных залежей обуславливается прежде всего различной интенсивностью замещения окислами марганца отдельных прослоев и участков вмещающих отложений. В процессе замещения чаще всего возникают руды с цементной структурой. В этом случае рудное вещество выполняет поры и замещает тонко- и мелкодисперсные частицы вулканогенно-обломочных пород, более крупные фрагменты которых оказываются заключенными в цемент из окислов марганца. Руды данного типа полностью повторяют текстурный рисунок той породы, по которой они образовались.

Наряду с рудами, имеющими цементную структуру, на многих месторождениях представлены кристаллические агрегаты марганцевых минералов, чаще всего сферолитовые корки, неизменно ориентированные головками вниз. Кристаллические агрегаты развиваются послойно, локализуясь в виде «пропластков», линз и реже гнезд. Руды данного типа в пределах рудного «пласта» в целом многократно переслаиваются с рудами, имеющими цементную структуру.

В результате проведенных исследований мы пришли к выводу, что большинство стратиформных рудных залежей имеет метасоматическую

природу. Соединения марганца выносились восходящими потоками горячих растворов, поступление которых, по всей вероятности, было связано с заключительной фазой вулканической деятельности позднего мела — эоцена. Наиболее благоприятные условия (в региональном масштабе) для проникновения рудоносных растворов создавались в местах сочленения крупных тектонических структур. Последние сопрягались по относительно ослабленным зонам разрывных нарушений, имеющих длительную историю развития. Отдельные разломы данной системы, по всей вероятности, служили подводными каналами для рудоносных растворов, но отнюдь не определяли место локализации рудных залежей. Более того, они в ряде случаев не достигали тех горизонтов, в которых происходило рудонакопление, и последующее перемещение растворов происходило по пористым породам. Руды образовались путем выборочного замещения пород окислами марганца в пластах, располагающихся по пути миграции питающих растворов. Рудному метасоматозу чаще всего подвергались относительно рыхлые и проницаемые разности вулканогенно-обломочных пород тефроиды и туффиты.

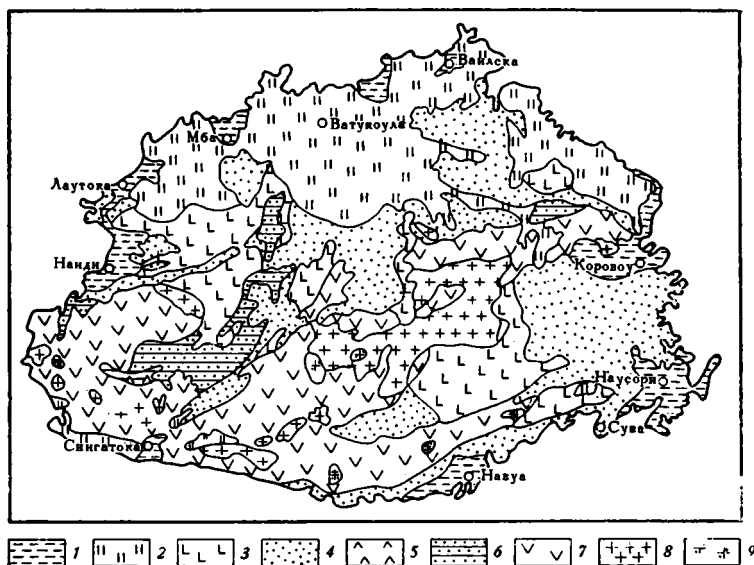
Механические свойства пород и их структурные особенности не были единственными факторами, определяющими место локализации руд. Оруденению подвергались те горизонты формации, физико-химический режим которых способствовал выпадению соединений марганца в осадок. Неслучайным, например, является постоянный парагенез пластов рудоносных вулканогенно-обломочных пород и известняков. Последние, видимо, играли роль экранирующих поверхностей, создавая геохимические барьеры, способствующие рудообразованию. В настоящее время трудно сказать, какие свойства тех или иных пластов делали их активными осадителями рудного вещества, но эти свойства были заложены в определенных типах пород изначально. Именно поэтому мы, несмотря на явно наложенный характер оруденения, рассматриваем марганцевые руды как один из членов парагенеза формации Эль-Кобре.

Кремнистые породы (байяты), входящие в состав продуктивных паек, имеют то же происхождение, что и ассоциирующие с ними марганцевые руды. Кремнистый метасоматоз был значительно активнее рудного: окремнению подвергались самые разнообразные породы, в связи с чем байяты сравнительно редко развиваются по какому-то определенному слою, а имеют тенденцию к образованию тел неправильной формы.

ОСТРОВА ФИДЖИ

Главные марганцевые месторождения на архипелаге Фиджи сосредоточены в юго-западной части о. Вити-Леву. Геологическое строение этого района описано Р. В. Бартоломео (Bartholomew, 1960), Р. Е. Хоутцем (Houtz, 1950, 1960), В. Дж. Скибой (Skiba, 1964) и др., статьи которых по существу являются объяснительными записками к соответствующим листам геологической карты.

В основу составления всех геологических карт положено выделение литолого-петрографических комплексов пород, которые одни авторы называют формациями, другие — сериями и даже группами. Пространственные и временные соотношения этих серий изучены недостаточно. Весьма вероятно, что некоторые из них, рассматриваемые как разновозрастные образования, в действительности сменяют друг друга в латеральном направлении и принадлежат к одному стратиграфическому интервалу разреза. Задача корреляции разрезов осложняется их большой литологической пестротой, слабой фаунистической охарактеризованностью и отсутствием в них надежных маркирующих горизонтов. Именно этими трудностями, видимо, объясняется то обстоятельство, что отдельные листы карт не всегда увязываются между собой, а данные их составителей иногда оказываются противоречивыми. Учитывая все вышеска-



Фиг. 4. Геологическая карта о. Вити-Леву (острова Фиджи, по Р. В. Бартоломео, С. Р. Харвею, Р. Е. Хоутцу и др., 1963)

1 — современные наносы (Q); 2 — серии Тавуа, Туву, Мба — вулканические и осадочные породы плиоцен-четвертичного возраста (N_2-Q); 3—6 — серии Сува и Сингатока — верхний миоцен — плиоцен ($N_1^3-N_2$). Серия Сува: 3 — вулканические породы, 4 — терригенные и вулканотерригенные породы; серия Сингатока: 5 — вулканические породы, 6 — осадочные и вулканокластические породы; 7 — серия Вайнимала — средний эоцен — средний миоцен ($Pg_2^2-N_1^2$): вулканиты, в подчиненном количестве осадочные породы; 8—9 — интрузивные породы серии Толо: 8 — гранитоиды, 9 — породы основного состава

занное, мы ограничиваемся только самой общей характеристикой геологического строения той части о. Вити-Леву, где сосредоточены главные марганцевые месторождения. Возраст серий дается по В. А. Крашенинникову (1973). Стратиграфическая схема, разработанная им, несколько отличается от той, что принята авторами карты², изображенной на фиг. 4. Различия концепций отражены в табл. 1.

Таблица 1
Стратиграфическая схема юго-западной части о. Вити-Леву

Серии	Мба, Туву, Тавуа	Сува	Сингатока	Вайнимала
Возраст по данным составителей карты	Плиоцен	Верхний миоцен	Нижний миоцен	Эоцен—нижний миоцен
Возраст по В. А. Крашенинникову	Плиоцен-четвертичный	Верхний миоцен — плиоцен		Средний эоцен — средний миоцен

В юго-западной части о. Вити-Леву развиты отложения палеогена (от середины эоцена), неогена и четвертичные. Марганцевые месторождения и рудопроявления сосредоточены в нижней части разреза, вследствие чего серии Вайнимала и Сингатока мы рассматриваем более подробно, чем вышележащие образования.

Серия Вайнимала. К серии Вайнимала относятся наиболее древние отложения архипелага Фиджи, отвечающие среднему эоцену — среднему

² Карта взята из работы Р. Е. Хоутца и К. А. Филлипса (Houtz, Phillips, 1963). Возраст выделенных на ней серий дается по В. А. Крашенинникову.

миоцену. Эти толщи обнажаются в осевой части крупной антиклинальной структуры, которая прослеживается через весь о. Вити-Леву. Выходы пород серии Вайнимала образуют непрерывную полосу протяженностью около 130 км, которая значительно расширяется в юго-западной части острова, а в северо-восточном направлении расщепляется на две ветви, погружающиеся под более молодые отложения. Основание серии не скрыто; ее видимая мощность до 12 км.

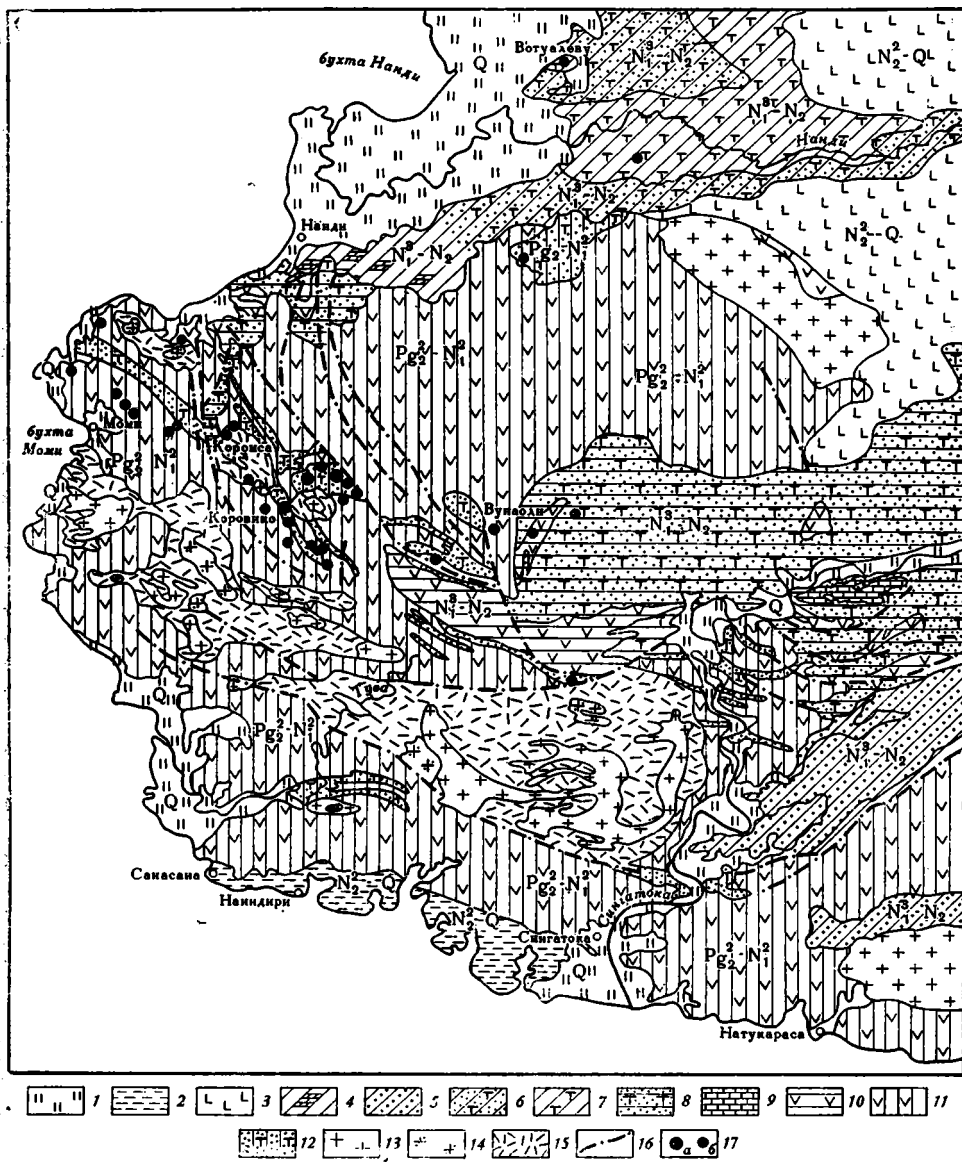
Серия сложена преимущественно эффузивными и вулканогенно-обломочными породами, которым подчинены отдельные тела известняков. Состав вулканических пород изменяется от кислого до основного. По данным Р. Е. Хоутца, В. Дж. Скибы и др., в юго-западной части о. Вити-Леву лавы серии Вайнимала представлены риолитами, дацитами, кварцевыми кератофирами, трахитами, андезитами и базальтами, причем породы двух последних типов преобладают. По всей вероятности, не все из перечисленных образований имеют эффузивную природу, какая-то их часть слагает небольшие штоки, силлы и дайки, внедрение которых происходило практически одновременно с излияниями лав. Протяженность эффузивных покровов невелика. Лавы, как правило, очень быстро сменяются агломератами и туфами, которые в свою очередь уступают место туфферитам. В. Дж. Скиба отмечает, что поступление лав в период формирования серии Вайнимала вообще было относительно ограниченным и явно подавлялось эксплозивной вулканической деятельностью.

Вулканогенно-обломочные породы в составе описываемой серии представлены очень широко. Главную их часть составляют собственно пирокластические образования, несколько меньшую — тефроиды, туффиты и вулcano-терригенные породы.

Вопросы диагностики и номенклатуры кластических пород рассматриваемой серии разработаны недостаточно. Создается впечатление, что одни и те же образования в ее составе разными исследованиями определяются по-разному. Так, В. Дж. Скиба среди обломочных отложений, помимо собственно пирокластических пород, описывает туффиты и туфогенные аргиллиты; Р. Е. Хоутц говорит о туфах, прошедших водную обработку, о туфах с карбонатным цементом, об алевролитах и песчаниках; по мнению В. Р. Диккинсона, осадочная часть серии Вайнимала представлена туфами (?), вулканическими песчаниками и вулканическими аргиллитами; В. А. Крашенинников отмечает широкое развитие в верхней части серии граувакк, песчаников, аргиллитов и конгломератов. Неопределенность терминологии очень затрудняет использование литературных данных. Насколько позволяют судить описания, породы, о которых идет речь, в своем большинстве соответствуют тефроидам, туффитам и вулcano-терригенным образованиям принятой у нас номенклатурной шкалы, хотя некоторая их часть может иметь и терригенное происхождение.

Относительно крупные обломки в большинстве случаев цементируются идентичной им по составу более тонкозернистой кластической массой, часто глинизированной. Некоторым разновидностям туффитов свойствен карбонатный и глинисто-кремнистый цемент. Отдельные разновидности вулканогенно-обломочных пород многократно переслаиваются, образуя пестроокрашенные ленточные пачки, в состав которых также иногда входят прослои известняков. Следует отметить, что известняки, несмотря на сравнительно ограниченное распространение, являются постоянным членом парагенеза, свойственного серии Вайнимала. В виде подчиненных прослоев карбонатные породы встречаются на разных горизонтах серии, но крупные линзы рифовых водорослевых и коралловых известняков характерны для ее верхней части.

Соотношения собственно вулканических (лавы и туфы) и вулканогенно-обломочных образований (тефроиды, туффиты и вулcano-терригенные



Фиг. 5. Геологическая карта юго-западной части о. Вити-Леву (острова Фиджи) по Р. Е. Хоутцу, Р. В. Бартоломео и др. (1958; 1960)

1 — современные отложения (Q): аллювий, дюнные пески, мангровые болота; 2—3 — серии Туву и Мба — плиоцен-четвертичный период (N_2-Q): 2 — серия Туву: известняки и мергели, 3 — серия Мба: базальты, туфы, агломераты, вулканотерригенные породы; 4—10 — серии Сува и Сингатока — верхний миоцен — плиоцен ($N_1^3-N_2$). Серия Сува: 4 — мергели, 5 — терригенные породы, 6 — вулканотерригенные породы, 7 — пирокластические породы; серия Сингатока: 8 — вулканотерригенные и терригенные породы, прослои туффов, туфов и известняков, 9 — известняки, 10 — базальты, агломераты с потоками лав, туфы; 11—12 — серия Вайнимала — средний эоцен — средний миоцен ($Pg_2-N_1^2$): 11 — эффузивы основного, среднего, реже кислого состава, туфы, прослои и тела известняков, 12 — вулканотерригенные и терригенные породы, прослои туфов, туффов и известняков; 13—14 — интрузивные породы серии Толо: 13 — гранитонды, 14 — породы основного состава; 15 — зоны контактового метаморфизма; 16 — разрывные нарушения; 17 — марганцевые месторождения и рудопроявления

породы) внутри рассматриваемой серии очень сложные. Отложения первой группы, несомненно, доминируют. В то же время наблюдается определенная тенденция к увеличению роли вулканогенно-обломочных отложений вверх по разрезу: в верхней части серии возрастает количество и мощность их прослоев, а сами породы приобретают более «осадочный» облик. Тефроида, туффиты и вулкано-терригенные породы не только переслаиваются с вулканитами, но и сменяют их в латеральном направлении, обособляясь в самостоятельные «осадочные» пачки. Мощность и протяженность некоторых из этих пачек настолько значительны, что они выделяются даже на относительно мелкомасштабных картах (фиг. 5).

Породы, слагающие серию Вайнимала, довольно интенсивно дислоцированы: углы падения иногда достигают 60—70°. Метаморфизм сравнительно слабый (хлорит-пренитовая стадия), и его интенсивность увеличивается только на контакте с интрузиями.

Серия прорвана многочисленными интрузиями (так называемые плутоны серии Толо), которые тяготеют к осевой части антиклинория. Большинство интрузивных образований имеет гранодиоритовый и более кислый состав. Батолиты гранитоидов обрамляются широкими зонами пород, подвергшихся интенсивным контактовым изменениям. В пределах этих зон широко распространены также мелкие субвулканические тела, возрастные соотношения которых с крупными интрузиями не установлены. Породы серии Вайнимала вблизи контакта с рвущими их интрузивными телами в ряде случаев несут сульфидную минерализацию (медь, свинец, цинк), которая иногда достигает промышленных масштабов. В этих же зонах присутствует жильный магнетит и пирит. Оруденение, по мнению Р. Ф. Хоутца, имеет гидротермальное происхождение.

В юго-западной части о. Вити-Леву выше серии Вайнимала с угловым несогласием залегают породы серий Сингатока и Сува. В вопросе возраста и пространственных взаимоотношений двух последних серий единого мнения не существует. Как видно из табл. 1, некоторые исследователи рассматривают их как разновозрастные образования, полагая, что серия Сува залегает стратиграфически выше серии Сингатока. Иной точки зрения придерживается В. А. Крашенинников. Основываясь на палеонтологических данных, он утверждает, что рассматриваемые серии находятся в пределах единого стратиграфического интервала (верхний миоцен — низы плиоцена) и частично или даже полностью являются стратиграфическими аналогами. По существу это разнофациальные комплексы, в той или иной степени замещающие друг друга по латерали³.

Четкие литологические критерии для разграничения серий Сингатока и Сува также отсутствуют, вследствие чего представления об их объеме у разных авторов расходятся. В возрастном отношении комплекс пород, в составе которого выделяются рассматриваемые серии, отвечает верхнему миоцену — плиоцену. Его мощность свыше 2500 м. Внутри комплекса имеются местные несогласия.

Серия Сингатока. Серия Сингатока имеет сравнительно ограниченное распространение. Она обнажается в северном крыле антиклинория, причем наиболее значительные по площади ее выходы располагаются в юго-западной части о. Вити-Леву. При картировании в составе серии Сингатока, как и в подстилающих отложениях, выделяются две самостоятельные ассоциации пород: «осадочная» и вулканическая (фиг. 5). В отличие от серий Вайнимала «осадочная» составляющая серии Сингатока явно доминирует над вулканической. Она представлена вулканогенно-обломочными и терригенными породами, с которыми иногда ассоциируют известняки. В группе вулканогенно-обломочных пород преобла-

³ В южной части острова, по данным В. А. Крашенинникова, серия Сингатока замещается по простиранию терригенными и вулканическими сериями Медраусуту, Навоса и Савура. Все перечисленные серии рассматриваются как стратиграфические аналоги.

дают туффиты и вулcano-терригенные образования, когда как туфы имеют ограниченное распространение. Характерно, что многие обломочные породы серии Сингатока в той или иной мере карбонатны и образуют своеобразный ряд: известняки с примесью обломочного материала — мергели — известковистые туффиты — кластические породы с карбонатным цементом. С этим же набором пород обычно ассоциируют тела массивных известняков, очевидно, имеющих рифогенную природу.

Многие исследователи отмечают большое литологическое сходство отложений, представляющих фон серии Сингатока, с ассоциациями «осадочных» пород в составе серии Вайнимала. Это обстоятельство наряду со слабой палеонтологической изученностью сравниваемых образований часто весьма затрудняет определение их положения в разрезе: в ряде случаев одни и те же выходы пород в трактовке разных исследователей относятся то к серии Сингатока, то к серии Вайнимала.

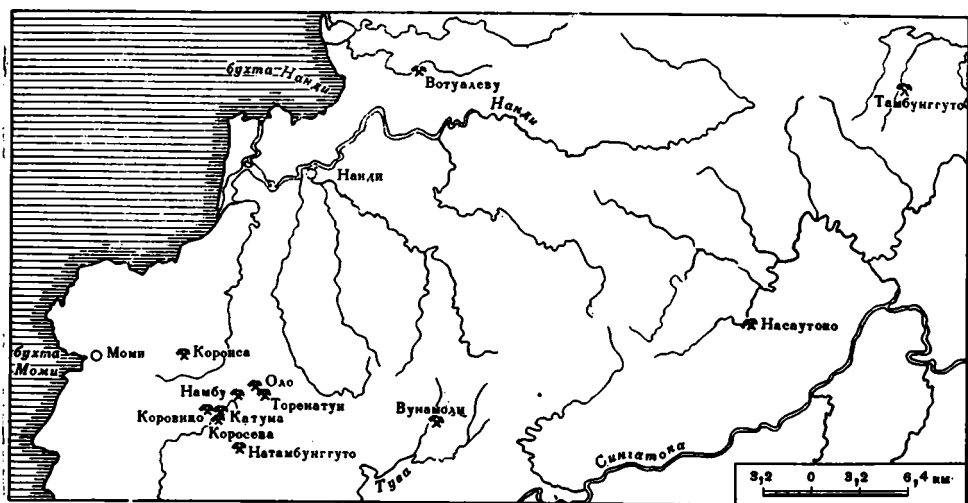
Вулканические породы серии Сингатока сосредоточены преимущественно в ее нижних горизонтах. По своему составу они идентичны вулканитам серии Вайнимала и отличаются от последних только более слабым метаморфизмом. Лавы образуют покровы, экструзивные купола и мелкие субвулканические тела. С эффузивами обычно ассоциируют их пирокластические производные.

Серия Сува. Отложения серии Сува широко распространены в центральной и юго-восточной частях о. Вити-Леву, причем на большей части территории они залегают непосредственно на серии Вайнимала. Серия Сува представлена преимущественно осадочными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами, реже мергелями. Вулканогенно-обломочные породы для серии Сува также характерны. Они замещают терригенные отложения по простирацию, образуя значительные по площади выходы, разобщенные полями развития осадочных пород. Кластический материал вулканогенно-обломочных пород имеет андезитовый и более кислый состав. Насколько широко распространены в серии Сува лавы, сказать трудно. Решение этого вопроса осложняется тем, что одни и те же выходы вулканических пород одними исследователями относятся к серии Сува, а другими рассматриваются как более молодые плиоценовые или даже четвертичные образования (фиг. 4, 5). В северо-восточном углу детальной карты юго-западной части о. Вити-Леву (фиг. 5) показано большое поле распространения молодых базальтов и пирокластических пород серии Мба. Эти же отложения на сводной карте (фиг. 4) относятся к серии Сува.

По мнению В. Р. Диккинсона (Dickinson, 1967), формирование серии Сува происходило в бассейнах, разобщенных участками суши, которые являлись поставщиками терригенного материала. В пределах этих поднятий, очевидно, располагались и действующие вулканические центры, так как значительная часть вулканогенно-обломочных пород накапливалась в наземной обстановке. Наличие континентальных фаций в составе серии Сува отличает ее от серии Сингатока, которая представлена преимущественно водоотложенными образованиями.

Разрез кайнозоя заканчивается отложениями серий Туву и Мба, которые в настоящей работе не рассматриваются.

На современной стадии геологической изученности рассматриваемого региона история формирования и тектонического развития слагающих его толщ может быть воспроизведена только в самых общих чертах. По тем же причинам весьма затруднительно и подразделение отложений третичного возраста на формации. Из изложенного выше следует, что в строении юго-западной части о. Вити-Леву принимают участие два крупных комплекса пород, нижнему из которых отвечает серия Вайнимала, а верхний объединяет отложения серий Сингатока и Сува. Эти комплексы разделены угловым несогласием, которое, по мнению В. А. Крашенинникова (1973), носит межрегиональный характер; им



Фиг. 6. Расположение марганцевых разработок в юго-западной части о. Вити-Леву (Skiba, 1964). Молоточками показаны марганцевые месторождения

свойственны различные парагенезы пород, а также разная степень дислоцированности и метаморфизма. С нашей точки зрения, серия Вайнимала может быть приравнена к формации в принятом у нас понимании; что же касается вышележащего комплекса Сингатока — Сува, то вопрос о его формационной принадлежности пока остается открытым.

Ассоциации пород, свойственные формации Вайнимала, накапливались в эпоху напряженной вулканической деятельности. Отложение осадков происходило в морских условиях, хотя отдельные острова вулканического происхождения, очевидно, имелись. Особенности внутреннего строения формации определялись в основном расположением и количеством действующих вулканических центров. По мере удаления от активных очагов наблюдается переход от собственно вулканических пород к вулканогенно-обломочным, а среди последних — постепенное нарастание «осадочных» признаков. Относительное увеличение роли «осадочных» ассоциаций пород в верхней части формации Вайнимала свидетельствует о некотором ослаблении интенсивности вулканической деятельности во времени.

Тенденция к ослаблению вулканизма особенно отчетливо проявляется в период формирования разнофациального комплекса Сингатока — Сува. В это время отдельные действующие вулканические центры оказываются разобщенными значительными по площади бассейнами, в которых накапливались осадочные и вулканогенно-терригенные породы. Изменяется и основность вулканических пород, среди которых начинают преобладать разности андезитового и более кислого состава. В отличие от морской формации Вайнимала накопление некоторой части отложений комплекса Сингатока — Сува происходило в наземных условиях.

Марганцевое оруденение о. Вити-Леву. Вопрос марганценосности островов Фиджи наиболее подробно рассматривается в работах С. Р. Харвея (Harvey, 1958^{1,2}), Р. Е. Хоутца и К. А. Филлипса (Houtz, Phillips, 1963), В. Дж. Скибы (Skiba, 1964) и Р. Б. Бенда (Band, 1966), на данных которых мы в основном и базируемся. Хорошо разработанной классификации рудных отложений на островах Фиджи в настоящее время не существует. Все авторы выделяют по существу два типа марганцеворудных концентраций: залежи, находящиеся в коренном залегании, и поверхностные рудные накопления. Ниже дается характеристика рудных залежей только первого типа. Поверхностные рудные накопления

Марганцевые месторождения юго-западной части о. Вити-Леву

Месторождения	Добыча руды, т	Годы эксплуата- ции	Месторождения	Добыча руды, т	Годы эксплуата- ции
Намбу	39,005	До 1961	Коровико	9,750	1954—1959
Вунамоли	13,060	1951—1961	Натамбунггута	1,650	1954—1959
Насаутоко	12,000	1953—1956	Оло	1,850	1954—1959
Вотуалеу	3,950	1954—1959	Тамбунггута	1,740	1954—1959
Катума	1,300	1954—1959			

(скопления обломков и нодулей марганцевой руды в почве эрозионных поверхностей) имеют второстепенное значение и в настоящей статье не рассматриваются.

Главные марганцевые месторождения архипелага Фиджи сосредоточены в юго-западной части о. Вити-Леву, где они локализируются среди пород формации Вайнимала и в меньшей мере в составе серии Сингатока (фиг. 5, 6). На этой территории В. Дж. Скиба выделяет три марганцеворудных района: Нанди (месторождение Вотуалеу), Моми (месторождения Намбу, Короиса, Оло, Катума, Коровико, Коросева, Натамбунггута) и Сингатока (месторождения Тамбунггута, Насаутоко, Вунамоли). По своим масштабам месторождения невелики (табл. 2, данные Р. Е. Хоутца и В. Дж. Скибы).

Поддаляющее большинство марганцевых месторождений формации Вайнимала локализуется не среди вулканитов, а связано с пачками «осадочных» пород. Внутри этих пачек богатые руды чаще всего ассоциируют с карбонатными отложениями: известковистыми разностями кластических пород и известняками, хотя известны рудные залежи и среди бескарбонатных вулканогенно-обломочных образований⁴. Часто в пределах продуктивных пачек месторождений присутствуют кремнистые яшмовидные породы, о природе которых будет сказано ниже. Руды имеют окисный состав. Они состоят преимущественно из пиролюзита и псиломелана. Браунит и гаусманит обнаружены только рентгеноструктурным анализом. Содержание марганца в богатых рудах 45—60%. Среди кремнистых пород иногда присутствуют прожилки и небольшие скопления окислов железа, но значительных, тем более промышленных концентраций они не образуют.

Марганцевые месторождения обычно локализируются в зонах тектонических нарушений. Это не означает, однако, что размещение всех рудных тел и их морфологические особенности строго контролируются плоскостями трещин и разломов. Наряду с жильными рудными залежами, развивающимися по разрывным нарушениям, на месторождениях широко представлена еще одна категория рудных тел: так называемые рудные тела типа замещения (Skiba, 1964). Рудные тела последнего типа могут располагаться в некотором удалении от разломов и развиваются по горизонтам определенного литологического состава. В одних случаях им свойственна пластовая форма, в других — они представлены серией линз и гнездовидных скоплений неправильной формы, располагающихся примерно в пределах одного пласта. Иногда рудная залежь состоит из серии обогащенных окислами марганца пропластков пород, разобщенных безрудными отложениями. Рудные прослои обычно ориентированы по простиранию толщи и реже секут истинное напластование.

⁴ Выше отмечалось, что ассоциации «осадочных» пород в составе серии Вайнимала некоторыми исследователями рассматриваются как образования, принадлежащие серии Сингатока. При такой трактовке изменяется и взгляд на формационную принадлежность марганцевых месторождений.

Сведениями о структуре руд мы почти не располагаем. В. Дж. Скиба упоминает о существовании нодулярного типа марганцевой руды, а также описывает грубые туфы, матрикс которых замещен окислами марганца. Рудные тела замещения, как правило, резко оконтурены и только в некоторых случаях их переход в пустые породы осуществляется через зоны, содержащие прожилки и небольшие карманы марганцевой руды. Породы, непосредственно окружающие рудные тела, значительно изменены: по ним идет активное развитие глинистых минералов, окрашенных окислами железа в красноватые тона.

С марганцевыми рудами часто ассоциируют кремнистые яшмовидные породы, которые более широко распространены в периферических частях продуктивных пачек; они перекрывают рудные пласты либо сменяют их по простиранию в направлении удаления от зоны разлома. По наблюдениям В. Дж. Скибы, яшмовидные породы представляют собой почти полностью окремненные туфы и известняки.

В вопросе о происхождении марганцевых руд большинство исследователей разделяет взгляды В. Дж. Скибы. Согласно его концепции, рудное вещество имеет гипогенное происхождение. Руды образовывались путем метасоматического замещения вмещающих пород соединениями марганца, которые выносились восходящими горячими растворами вулканического происхождения. Поступление этих растворов было связано с заключительной фазой вулканической деятельности в миоцене. Миграция растворов осуществлялась по ослабленным тектоническим зонам, чем и объясняется локализация рудных концентраций вблизи разрывных нарушений. Такое же происхождение, что и марганцевые руды, имеют ассоциирующие с ними кремнистые породы.

Оценивая факторы, определяющие место размещения рудных концентраций и их величину, В. Дж. Скиба придает очень большое значение литологическому контролю оруденения. По его наблюдениям, процесс метасоматического замещения вмещающих пород рудным веществом носит явно выраженный избирательный характер. Наиболее благоприятны для рудного метасоматоза пласты относительно рыхлых лагистических пород и известняков, по которым и развиваются наиболее богатые рудные залежи. К сходному выводу приходят Р. Е. Хоутц и К. А. Филлипс (Houtz, Phillips, 1963). По их мнению, присутствие известковых пород в составе продуктивных пачек месторождений вполне закономерно, так как именно они обладают способностью фиксации соединений марганца из растворов.

ВЫВОДЫ

Сравнение формаций Эль-Кобре (Куба) и Вайнимала (острова Фиджи) показывает, что эти парагенезы пород имеют большое сходство, и им свойственны следующие общие черты.

1. Формации характеризуются резким преобладанием вулканической составляющей над осадочной. Свойственные им вулканические породы очень многообразны по способу образования и по составу. В рассматриваемых парагенезисах эффузивы обычно ассоциируют с различными вулканогенно-обломочными отложениями, причем последние в большинстве случаев доминируют. Состав вулканитов изменяется от основного до кислого, с явным преобладанием пород андезито-базальтового ряда. Осадочные породы представлены известняками, которые, несмотря на ограниченное распространение, являются обязательными членами парагенезов. Особенности вещественного состава формаций позволяют отнести их к вулканогенно-карбонатной группе (Соколова, 1968).

2. Формации имеют однотипное строение. В составе каждой из них обособляются два крупных парагенеза пород второго порядка (подформации), находящиеся в сложных пространственных и временных соот-

ношениях. Обе подформации представлены преимущественно породами вулканического происхождения, но в одной из них (первый тип) преобладают эффузивы и их пирокластические производные, а в другой (второй тип) главная роль принадлежит тефроидам, туффитам и вулканотерригенным породам. Карбонатные породы присутствуют в составе обеих подформаций, но более характерны для их второго типа.

Несмотря на сложные взаимоотношения парагенезов второго порядка в рассматриваемых формациях, все же отмечается некоторая направленность в изменении состава во времени: их нижняя часть «более вулканическая», чем верхние горизонты. Наметившаяся тенденция становится еще более очевидной при прослеживании вертикальных рядов формаций: вверх по разрезу формация Эль-Кобре сменяется терригенными отложениями формации Сан-Луис, а Вайнимала — сериями Сингатока и Сува, в которых осадочные породы представлены очень широко.

3. Накопление формаций происходило в условиях относительно мелководных морских бассейнов, в которых имелись отдельные островные гряды вулканического происхождения. Особенности внутреннего строения формаций обуславливались положением и характером деятельности вулканических центров, поставляющих порообразующий материал. Накопление подформаций первого типа происходило в периоды максимальной активизации вулканизма и в непосредственной близости от вулканических центров, второго типа — во время относительного затухания вулканической деятельности и на территориях, разобщающих очаги извержений.

4. Для формаций характерно присутствие крупных интрузий гранитоидов и многочисленных мелких тел субвулканических и гиабиссальных пород основного, среднего и кислого состава. Возраст перечисленных образований близок к возрасту тех отложений, среди которых они локализируются. Большие и малые интрузии в совокупности с вулканогенными породами соответствующих формаций образуют единые вулканоплутонические комплексы. Группы пород, входящие в эти комплексы, образовались в различных условиях и отражают эволюцию единого магматического процесса во времени.

5. Формациям свойственны общие металлогенические особенности: на Кубе и на островах Фиджи в них локализируются медные и марганцевые месторождения. Первые не могут быть рассмотрены в сравнительном аспекте, так как сведения о медной минерализации формации Вайнимана крайне ограничены. Следует отметить только, что в обоих случаях медное оруденение имеет гидротермальное происхождение и связывается с заключительной фазой магматического процесса, в течение которого формировались вулканоплутонические комплексы Эль-Кобре и Вайнимала.

6. Марганцевое оруденение формаций Эль-Кобре и Вайнимала носит однотипный характер. В обоих случаях руды локализируются в телах линзовидной и пластообразной формы, залегающих согласно с вмещающими породами, и реже образуют скопления, секущие истинное напластование. Руды имеют преимущественно окисный состав (при полном отсутствии карбонатов марганца) и характеризуются общими структурными особенностями. Руды относятся к одной генетической категории: они образовались путем выборочного метасоматического замещения вмещающих пород соединениями марганца, которые выносились восходящими горячими растворами в заключительную стадию вулканической деятельности. Руды ассоциируют с кремнистыми породами, также имеющими метасоматическое происхождение.

7. Положение марганцевых месторождений в сравниваемых формациях определяется одними и теми же факторами. Установлено, что руды чаще всего локализируются в зонах разрывных нарушений, в пределах которых создавались благоприятные условия для поступления и мигра-

ции рудоносных растворов, и связаны с определенными ассоциациями и типами пород. Роль литологического контроля оруденения особенно значительна. Подавляющее большинство месторождений приурочено к подформациям второго типа, внутри которых оруденение также носит строго избирательный характер. Наиболее благоприятными для рудного метасоматоза были тефрои́ды и туффиты, особенно те их пласты, которые имеют непосредственные контакты с карбонатными породами. Способность определенных типов пород к фиксации рудного вещества обуславливалась не только их физико-механическими свойствами, но и специфическими химическими особенностями, способствующими выпадению соединений марганца из растворов.

Проведенное сравнение позволяет заключить, что парагенезы пород, аналогичные формации Эль-Кобре, представлены и в других частях Тихоокеанского пояса. Это обстоятельство позволяет говорить не о конкретной формации, а о формационном типе, который мы называем «Кубинским». Формации Кубинского типа занимают в системе Тихоокеанского пояса совершенно определенное палеогеографическое и тектоническое положение. С одной стороны, это отложения относительно мелководных, связанных с океаном внутренних морей; с другой — рассматриваемые формации характеризуют те стадии геосинклинального процесса, которые приводят к становлению развитой коры континентального типа.

В заключение следует обратить внимание на следующие обстоятельства. Марганценосность и меденосность — признак, несомненно, характерный для формации Кубинского типа. В то же время руды не являются обязательным членом парагенеза, присутствие которого определяет данную формацию. Формации Кубинского типа могут быть рудоносными и безрудными, могут нести только марганцевую или только медную минерализацию. Задача дальнейших исследований — установление тех факторов, которые определяют возникновение или отсутствие рудных концентраций в формациях рассматриваемого типа. Для решения поставленного вопроса должен быть привлечен большой сравнительный материал. Естественно, что в настоящей статье внимание было сосредоточено на тех конкретных формациях, в парагенезы которых входят марганцевые руды.

ЛИТЕРАТУРА

- Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М., «Наука», 1973.
- Лаверов Н. П., Кабрера-Ортега Р. Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Эль-Кобре (провинция Ориенте).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Пуцаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы в масштабе 1:1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968.
- Соколова Е. А., Брито А., Коутин Д. П. Марганценосная формация Эль-Кобре (провинция Ориенте, Куба).— В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.
- Соколова Е. А., Степанов В. И., Брито А., Коутин Д. П. Структуры и текстуры стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре, Куба.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1971.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 27, вып. 5, 1952.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Шатский Н. С.* Избранные труды, т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Band R. B.* Manganese in Fiji, South-West Pacific.— Geol. Surv. Confer. Suva, Fiji, 1966.
- Bartholomew R. W.* Geology of the Nandi Area, Western Viti Levu (Quarter degree sheet No. 10).— Geol. Surv. Dep., Suva, Fiji, Bull., No. 7, 1960.
- Dickinson W. R.* Tectonic development of Fiji.— Tectonophysics, No. 4—6, 1967.
- Harvey S. R. M.* A Revised Stratigraphy and a Geological Sketch Map of the Fiji Islands.— Geol. Surv., Fiji, Long Rpt., No. 40, 1958₁.
- Harvey S. R. M.* Geology and Mining of Manganiferous Deposits at Nasauthoko Nandronga Navosa Viti Levu.— Geol. Surv., Fiji, Long Rpt., No. 50, 1958₂.
- Houtz R. E.* Regional Geology of Lomawai-Momi Nandronga, Viti Levu.— Geol. Surv. Dep., Suva, Fiji, Bull., No. 3, 1959.
- Houtz R. E.* Geology of Singatoka Area Viti Levu.— Geol. Surv. Dep., Suva, Fiji, Bull. No. 6, 1960.
- Houtz R. E., Phillips K. A.* A Interim Report on the Economic Geology of Fiji.— Geol. Surv. Dep., Suva, Fiji. Econom. Rep., No. 1, 1963.
- Lewis G. E., Straczek J. A.* Geology of south-central Oriente, Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 975-D, 1955.
- Park C. F.* Manganese Deposits of Cuba.— Bull. 935-B, Washington, 1942.
- Park C. F., Cox M. W.* Manganese deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 935-F, 1944.
- Simons F. S., Straczek J. A.* Geology of manganese deposits of Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1057, Washington D. S., 1958.
- Skiba W. J.* Geological Studies in South-West Viti Levu.— Geol. Surv. Suva, Fiji, Memoir, No. 1, 1964.
- Taber S.* Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough.— Geol. Soc. Amer. Bull., v. 45, 1934.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
12.X.1973

УДК 553.31 (477.6)

О ЦИКЛИЧНОСТИ И СЛОИСТОСТИ В ТОЛЩЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ СКЕЛЕВАТСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРИВОРОЖСКОМ БАСЕЙНЕ

Э. В. ДМИТРИЕВ, М. Н. ЧЕРНОВСКИЙ, В. А. ШАПОШНИКОВ

На основе крупномасштабного структурно-геологического картирования приводится детальная и взаимосвязанная характеристика симметричного цикла и слоистости в толще железистых кварцитов одного из крупнейших месторождений Криворожского бассейна. Используются данные статистической обработки массовых замеров мощности слоев, химических и фазовых анализов для каждой минералогической разновидности кварцитов в подгоризонтах цикла.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ И СЛОИСТОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Строение толщ железистых кварцитов докембрия изучалось ранее для выяснения условий их формирования либо для характеристики железистых кварцитов как руд, требующих обогащения.

Однако целенаправленное изучение слоистости и цикличности железистых кварцитов на основе детального структурно-геологического картирования еще не проводилось. В связи с этим целесообразно выяснить пространственное положение минералогических разновидностей кварцитов на месторождениях, усложненных складчатыми и разрывными нарушениями. Затем по результатам такого картирования установить общую картину цикличности в виде выдержанных по простиранию пачек, закономерно сменяющих друг друга в пространстве. Кроме того, структурно-геологическая карта позволяет обобщить результаты многочисленных химических и фазовых анализов по каждой минералогической разновидности кварцитов и после статической обработки включить их в характеристику цикличности и слоистости.

Слоистость рационально изучать, базируясь на уже выясненной цикличности толщи железисто-кремнистых пород, во всех минералогических разновидностях железистых кварцитов.

Минералого-петрографическая характеристика слоев в сочетании с количественной оценкой их соотношений по данным массовых замеров мощности слоев дает наиболее полное представление о минералогических разновидностях железистых кварцитов. Эти сведения позволяют сопоставлять одноименные разновидности пород в цикле и рассматривать изменчивость циклического комплекса железистых кварцитов в разрезе и по простиранию. Одновременно появляется возможность судить о седиментационных процессах циклического формирования толщ железистых кварцитов на количественной фактической основе.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ТОЛЩИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Наиболее интересный объект изучения в указанном выше аспекте — одно из самых крупных в бассейне Скелеватское магнетитовое месторождение. Оно вскрыто карьером Южного горно-обогатительного ком-

бината (ЮГОКа). Железистые кварциты, слагающие месторождение, относятся к четвертому железистому горизонту ($K_2^{4ж}$) средней свиты крижовской серии метаморфических пород.

В этом горизонте по минеральному составу и структурно-текстурным признакам выделяются четыре разновидности кварцитов: магнетитовые (среднеполосчатые и трубополосчатые), гематит-магнетитовые (тонкополосчатые), карбонат-магнетитовые и силикатсодержащие магнетит-карбонатные (средне- и грубополосчатые). Интенсивная складчатость и разрывные нарушения обусловили сложное пространственное размещение перечисленных разновидностей железистых кварцитов.

Минералогические разновидности железистых кварцитов залегают в строгой стратиграфической последовательности и прослеживаются по всему месторождению в виде выдержанных по мощности подгоризонтов (фигура). Распределение подгоризонтов в стратиграфическом разрезе цикличное (табл. 1).

В середине цикла находится подгоризонт гематит-магнетитовых кварцитов. Выше и ниже его располагаются подгоризонты магнетитовых кварцитов, которые в свою очередь сменяются подгоризонтами карбонат-магнетитовых кварцитов. Переход пород четвертого железистого горизонта в железистые сланцы четвертого подстилающего и пятого покрывающего сланцевых горизонтов происходит через пачки силикат-магнетит-сидероплезитовых кварцитов. Наибольшим развитием в цикле пользуются магнетитовые кварциты, которые составляют более 50% суммарной мощности четвертого железистого горизонта.

Расположение подгоризонтов указывает на смену железистокремнистых фаций от начала цикла к его середине и далее повторение их в обратном порядке. Симметричную цикличность толщи железистых кварцитов можно рассматривать, согласно Н. М. Страхову (1962) и Н. А. Плаксенко (1966), как аутигенно-минералогическую зональность. Последняя представлена следующим диагенетическим рядом минералов нижнего полуцикла: железистые силикаты и карбонаты — магнетит — гематит (гидроокислы железа?). Причина такой смены минералов в породах — скорее всего уменьшение в железистокремнистых осадках содержания органического вещества и увеличение окисленности железа в процессе диагенеза, что в свою очередь могло быть связано с увеличением глубины бассейна. При отложении осадков верхнего полуцикла имела место обратная картина.

Увеличение окисленности железа от края к центру цикла с указанным распределением диагенетических минералов полностью подтверждается результатами статистической обработки многочисленных химических и фазовых анализов (табл. 2).

СЛОИСТОСТЬ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЯХ КВАРЦИТОВ

Минералогические разновидности железистых кварцитов всех подгоризонтов цикла образованы различными элементарными слоями, в которых либо преобладает один минерал, либо срастаются два-три, изредка четыре минерала в различных количественных соотношениях. Каждый из таких слоев, по справедливому замечанию Р. П. Петрова (1957), имеет типичные черты вполне самостоятельной породы. Существенная составная часть всех минералогических разновидностей железистых кварцитов — следующие элементарные слои: кварцевые, магнетитовые и магнетитсодержащие. Эти слои легко выделяются по минеральному составу, цвету, блеску и структуре.

Кварцевые слои (76—95% кварца) микрокристаллические с жирным блеском в изломе. Существенно кварцевые их разности светло-серые. Второстепенные минералы придают им различную окраску. Темно-серый, реже красновато-коричневый цвет этих слоев в гематит-магнетитовых кварцитах середины цикла определяется рассеянным в них тонкозер-

Таблица 1

Разрез четвертого железистого горизонта Склеватского магнетитового месторождения

Цикличность	Подгоризонт		Мощность	
	индекс	минералогическая разновидность кварцитов	м	% от общей мощности горизонта
Верхний полуцикл	4 ж ₇	Силикат-магнетит-карбонатная	5—15	6
	4 ж ₆	Карбонат-магнетитовая	7—12	5
	4 ж ₅	Магнетитовая	45—55	28
Середина цикла	4 ж ₄	Гематит-магнетитовая	30	17
Нижний полуцикл	4 ж ₃	Магнетитовая	35—55	25
	4 ж ₂	Карбонат-магнетитовая	8—25	9
	4 ж ₁	Силикат-магнетит-карбонатная	10—25	10

Таблица 2

Результаты химических и фазовых анализов кварцитов четвертого железистого горизонта Склеватского магнетитового месторождения

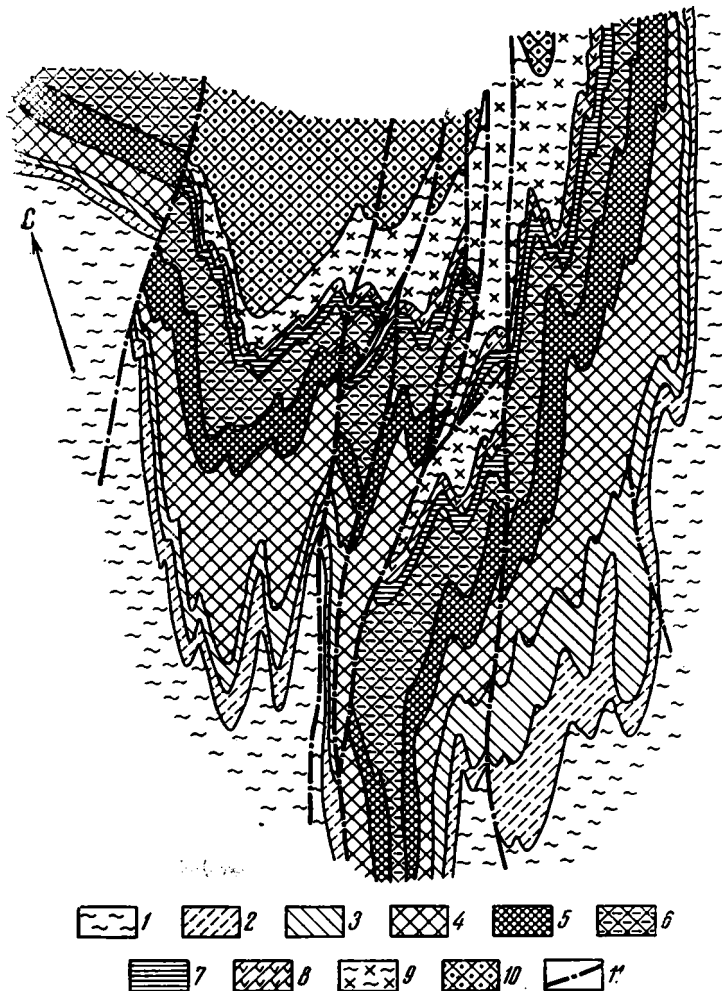
Подгоризонт	Содержание компонентов								Содержание железа (%), связанного с							
	SiO ₂		FeO		CO ₂		Fe _{общ}		магнетитом		гематитом и гидроокислами		карбонатами и силикатами			
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
4 ж ₇	37,64	10,8	21,60	6,6	9,44	36,4	29,67	7,5	16,90	24,8	1,28	3,3	11,08	21,8		
4 ж ₆	38,56	4,4	18,32	10,0	6,55	25,3	33,80	5,7	26,93	11,3	1,28	50,0	6,58	32,9		
4 ж ₅	37,95	6,4	17,23	5,7	4,72	21,9	36,50	4,5	31,79	13,5	1,79	40,2	2,67	34,1		
4 ж ₄	37,95	5,0	15,98	7,4	4,15	31,1	37,39	4,0	30,08	7,5	4,73	37,2	2,29	31,6		
4 ж ₃	37,14	6,1	17,65	6,1	5,22	28,4	37,14	4,8	32,08	5,8	1,41	53,2	2,25	28,4		
4 ж ₂	36,72	4,6	18,47	6,7	6,58	28,3	35,23	5,8	28,88	11,0	1,56	57,7	4,74	44,8		
4 ж ₁	35,71	18,5	21,45	5,5	9,30	37,0	29,53	9,2	17,41	21,5	1,71	13,4	10,32	29,9		

Примечание. 1 — среднее; 2 — коэффициент вариации.

нистым, в меньшей мере микрокристаллическим гематитом. В магнетитовых кварцитах нижнего полуцикла кварцевые слои преимущественно черные или темно-серые за счет примеси в них тонкозернистого магнетита. В одноименных же породах верхнего полуцикла они обычно красные и коричнево-красные, что обусловлено запыленностью зерен кварца микрокристаллическим гематитом. Цвет кварцевых слоев в магнетит-карбонатных и карбонат-магнетитовых кварцитах по периферии цикла чаще всего серый и светло-серый, иногда с зеленоватым оттенком от рассеянного хлорита и биотита.

Вследствие различной окраски элементарные кварцевые слои хорошо различаются, что облегчает проведение массовых замеров их мощности. Под микроскопом кварцевые слои имеют микрогранобластовую структуру и сложены полигональными зернами кварца размером 0,06—0,08 мм изометрической, реже слегка удлинённой формы. Погасание кварца в них обычно нормальное, иногда волнистое или облачное.

Магнетитовые слои (70—96% магнетита) черные с полуметаллическим блеском. Они часто плохо различаются, в связи с чем массовые замеры их мощности не всегда точные, несколько преувеличенные. Под микроскопом магнетитовые слои обнаруживают типичные структуры полиэдрических сростков: лентообразных, блоковидных и гранулоподобных. Размеры зерен магнетита в этих сростках 0,06—0,12 мм. Пойкилитовые (ситовидные) структуры магнетитовых сростков чаще всего отме-



Схематическая геологическая карта Склеватского магнетитового месторождения
 1 — переслаивание карбонат-силикатных кварцитов и биотит-хлоритовых сланцев (четвертый сланцевый горизонт — K_2^{4c}); минералогические разновидности кварцитов четвертого железистого горизонта ($K_2^{4ж}$): 2 — силикат-магнетит-карбонатная ($4ж_1$), 3 — карбонат-магнетитовая ($4ж_2$), 4 — магнетитовая ($4ж_3$), 5 — гематит-магнетитовая ($4ж_4$), 6 — магнетитовая ($4ж_5$), 7 — карбонат-магнетитовая ($4ж_6$), 8 — силикат-магнетит-карбонатная ($4ж_7$); 9 — переслаивание силикат-карбонатных кварцитов и биотит-хлорит-амфиболовых сланцев, пятый сланцевый горизонт (K_2^{5c}); 10 — гетит-мартитовые, мартитовые и гематит-мартитовые кварциты пятого железистого горизонта ($K_2^{5ж}$); 11 — разрывные нарушения

чаются в магнетитовых кварцитах, особенно нижнего полуцикла. Реже они встречаются в железистых кварцитах второго и четвертого подгоризонтов. Из второстепенных минералов в магнетитовых слоях чаще всего преобладает кварц, иногда карбонат, изредка хлорит и биотит.

В магнетитсодержащих слоях (30—65% магнетита) всегда макроскопически различаются сростания магнетита с другими минералами, которые в зависимости от минералогической разновидности железистых кварцитов могут быть представлены кварцем, карбонатом и в меньшей мере куммингтонитом, хлоритом и биотитом. Количественные соотношения названных минералов в таких слоях нередко варьируют в широких пределах. В связи с этим структурный рисунок магнетитсодержащих слоев может сочетать различные, порой доминирующие элементы мик-

рогранобластовой, полиэдрически сростковой, порфиробластовой микролепидобластовой и фибробластовой структур. Магнетит в этих слоях встречается в виде гранулоподобных сростков и обособленных октаэдрических кристаллов. Довольно часто кристаллы магнетита и их сростки инкрустационно обрастаются ориентированными по слоистости короткостолбчатыми кристаллами кварца, иногда карбоната или листочками биотита, образующими своеобразные дворики перекристаллизации в так называемых тенях давления. Размеры зерен магнетита 0,01—0,16 мм. Часто величина магнетитовых зерен и сростков возрастает пропорционально степени насыщенности слоев магнетитом. Местами в таких слоях отмечаются порфировидные метакристаллы альбита с обильными пойкилитовыми включениями кварца и карбоната.

Кварц-сидероплезитовые и сидероплезит-силикатные слои характерны для карбонат-магнетитовых и магнетит-карбонатных кварцитов нижней и верхней частей цикла. Кварц-сидероплезитовые слои характеризуются микрогетерогранобластовой структурой с размерами зерен карбоната 0,02—0,04 мм и кварца 0,02—0,06 мм. По сравнению с кварцем карбонат отличается заметным ксеноморфизмом, что особенно наглядно проявляется в карбонат-кварцевых слоях. Сидероплезит-силикатные слои, образованные железистыми карбонатами, хлоритами, биотитами и амфиболами, обладают элементами микролепидобластовой, микрогранобластовой и нематобластовой структур, выраженными в той или иной степени. В поперечнике листочки хлорита и биотита имеют размер 0,06—0,08 мм, зерна карбоната — 0,02—0,04 мм, а лучистые сростки шестоватых кристаллов амфибола — до 3—6 мм.

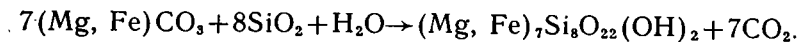
Специфический характер имеют гематитовые (70—94% гематита) и кварц-гематитовые (50—67% гематита) слои, типичные для железистых кварцитов середины цикла. Между собой эти слои различаются по окраске: темно-серой с синеватым оттенком у гематитовых слоев и тусклой серовато-черной — у кварц-гематитовых. В сколах по слоистости гематитовые слои отличаются субпараллельной ориентировкой кристалликов гематита, определяющей их шелковистый блеск. Структура слоев микропсевдографическая. Она определяется тем, что кварц в слоях прорастает более идиоморфным толстотаблитчатым гематитом. Размеры кристаллов такого гематита до $0,02 \times 0,01$ мм, а зерен кварца — 0,02—0,03 мм. Магнетит рассеян в основной ткани гематитовых и кварц-гематитовых слоев в виде порфиробластов и их сростков, которые местами группируются в прерывистые цепочки, вытянутые по слоистости.

Элементарные слои обладают типичными для метаморфических пород микрокристаллобластическими структурами. По убывающей крупности зерен они чаще всего располагаются в таком порядке: магнетитовые, кварцевые, смешанные магнетитсодержащие, карбонат-силикатные, кварц-карбонатные, кварц-гематитовые и гематитовые. Магнетитовые и кварцевые слои, отличающиеся наибольшей крупностью зерен, нередко образуют серии или локальные концентрации (сгущения), которые определяют текстурный облик породы.

Гематит, магнетит, железистые карбонаты и хлориты в слоях достаточно хорошо индивидуализированы и не обнаруживают каких-либо признаков происхождения одного минерала железа за счет другого. Отсюда можно заключить, что перечисленные минеральные формы железа, их количественные соотношения и пространственное распределение формировались еще при седиментации и диагенезе.

Метаморфизм низкой зеленосланцевой ступени приводил к большей компактности железистокремнистых пород, создавал характерные структуры элементарных слоев. Местами первично-осадочный минеральный состав слоев усложнялся метаморфогенным минералообразованием. Так, кварц-карбонатные слои, особенно в кварцитах верхнего полуцикла, частично были изменены метаморфической декarbonатизацией

с появлением лучистых амфиболов по схеме:



В ослабленных же зонах тектонических деформаций, особенно в центральной части месторождения, железистые кварциты, наоборот, подвергались карбонатизации, которая заметно увеличивала содержание карбонатов и размер их зерен в элементарных слоях разных типов. Иногда на участках интенсивной карбонатизации и катаклаза железистые кварциты почти полностью утрачивали первично-слоистый облик, становились массивными и разубоженными.

В железистых кварцитах всего цикла четко разграниченные элементарные слои и их серии объединяются в ритмические комплексы, состоящие из рудного (гематитового, магнетитового, силикатного или карбонатного), смешанного (промежуточного) и безрудного (кварцевого) компонентов. Рудный компонент бывает представлен как одним, так и сочетанием нескольких типов слоев, или серий. Его минеральный состав упрощается в направлении от краевых частей цикла к середине. В некоторых случаях те или иные компоненты указанного комплекса выпадают и тогда ритм приобретает двучленное строение. Данная ритмичность фиксирует периодически повторяющуюся послойную смену накопления существенно железистого материала преимущественным осаждением кремнезема. Вместе с тем она строго подчинена аутигенно-минералогической зональности цикла (набор минеральных форм железа в ритме зависит от положения подгоризонта кварцитов в цикле).

Слои разного минерального состава в породах каждого подгоризонта цикла характеризуются количественными соотношениями, мощностью и ее изменчивостью (табл. 3). Эти данные получены в результате статистической обработки массовых замеров мощности слоев (серий).

Кварцевые слои, как это видно из табл. 3, количественно доминируют в железистых кварцитах всех подгоризонтов. По сравнению с другими элементарными слоями они составляют наибольшую часть мощности подгоризонтов в нижнем и верхнем полуциклах, уступая по этому показателю только магнетитовым слоям в подгоризонте гематит-магнетитовых кварцитов в середине цикла. Суммарная мощность магнетитовых слоев в подгоризонтах железистых кварцитов возрастает от краев цикла к его середине. В том же направлении в кварцитах уменьшается мощность кварц-карбонатных и карбонат-силикатных слоев. Магнетитсодержащие слои (смешанного состава) наиболее распространены в карбонат-магнетитовых и магнетитовых кварцитах. Текстура кварцитов, судя по мощности серий магнетитовых и кварцевых слоев, меняется от тонкополосчатой в центре цикла до грубополосчатой в подгоризонтах карбонат-магнетитовых и магнетит-карбонатных кварцитов. В верхнем полуцикле мощность серий кварцевых слоев больше, чем магнетитовых, а в нижнем полуцикле наоборот.

В целом минералогические разновидности железистых кварцитов нижнего полуцикла в отличие от своих аналогов верхнего полуцикла более тонкополосчатые, содержат меньше кварцевых, магнетитовых и карбонат-силикатных слоев, но наряду с этим в них заметно больше смешанных магнетитсодержащих слоев. Следовательно, сопоставление однотипных железистокремнистых пород цикла по слоистости показывает, что накопление осадков в нижней половине цикла характеризовалось менее стабильными условиями седиментации, большей интенсивностью процесса образования минеральных форм железа при меньшей послойной их концентрации. Железистые кварциты западной части месторождения богаче магнетитовыми слоями, чем восточной. Вместе с тем в западной части кварциты более тонкослоистые, в них больше слоев смешанного состава. Иначе говоря, слоистость в одноименных породах четвертого железистого горизонта меняется сходно от подгоризонтов

Таблица 3

Характеристика слоистости в кварцитах четвертого железистого горизонта Скелеватского магнетитового месторождения

Подгоризонт	Элементарные слои														
	кварцевые					магнетитовые					смешанные				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	тип слоев	1	2	3	4
4 ж ₇	48,1	53,8	2,4	81	10,6	19,0	23,9	2,1	109	8,5	Карбонат-силикатные	20,5	7,4	1,4	84
4 ж ₈	34,6	42,3	1,7	59	7,4	24,6	13,2	3,9	86	7,0	Кварц-карбонатные	12,4	14,9	2,2	81
											Карбонат-кварц-магнетитовые	12,0	14,8	1,7	100
											Кварц-карбонатные	16,2	23,3	1,4	64
											Карбонат-силикатные	12,6	5,9	4,3	96
4 ж ₅	45,2	60,9	1,2	58	5,8	36,4	15,7	3,8	111	5,6	Кварц-магнетитовые	15,3	20,4	1,2	67
											Силикат-магнетитовые	3,1	3,0	1,7	82
											Кварц-гематитовые	12,2	22,8	0,7	71
4 ж ₄	40,4	42,6	1,2	50	2,7	42,5	27,2	2,0	110	2,6	Гематитовые	4,9	7,4	0,8	88
4 ж ₃	43,0	50,0	1,1	100	5,5	33,3	23,6	1,8	117	5,5	Кварц-магнетитовые	23,7	26,4	1,1	86
4 ж ₂	33,6	42,0	1,5	33	6,0	20,5	12,8	3,0	104	7,0	Карбонат-кварц-магнетитовые	26,8	21,6	1,4	78
											Кварц-карбонатные	14,9	19,7	1,4	86
											Карбонат-силикатные	4,2	3,9	2,0	65
											Карбонат-кварц-магнетитовые	11,3	18,8	1,1	109
4 ж ₁	44,9	43,8	1,4	83	6,8	16,0	7,1	2,4	107	6,9	Кварц-карбонатные	21,1	25,9	1,1	112
											Карбонат-силикатные	6,7	4,4	2,1	100

Примечание. 1—% от мощности подгоризонта; 2 — % от общего числа слоев; мощность: 3 — средняя мощность слоев, мм; 4 — коэффициент вариации мощности слоев, %. 5 — средняя мощность серий, мм.

нижнего полуцикла к верхнему и по простираению в каждом горизонте с запада на восток.

Результаты изучения слоистости железистых кварцитов полностью подтверждаются данными статистического обобщения химических и фазовых анализов тех же пород (табл. 2). В железистых кварцитах разных подгоризонтов менее всего меняется содержание кремнезема, связанного главным образом с кварцем элементарных слоев. Эта особенность химического состава соответствует слабой изменчивости количества кварцевых слоев в кварцитах месторождения.

Содержание железа общего и магнетита в породах нарастает от крайних подгоризонтов цикла к средним, что хорошо согласуется с увеличением в этих направлениях суммарной мощности магнетитовых и магнетитсодержащих слоев при соответствующем уменьшении кварц-карбонатных и карбонат-силикатных слоев. Кроме того, это достаточно четко проявляется в снижении содержания FeO и CO_2 , связанных с карбонатами и силикатами.

ВЫВОДЫ

Проведенное на месторождении структурно-геологическое картирование позволило выявить в толще пород четвертого железистого горизонта цикл симметричного строения. Затем на структурно-геологической основе были сопоставлены мощности подгоризонтов, слагающих верхний и нижний полуциклы, а минералогические разновидности железистых кварцитов охарактеризованы статистически обработанными данными химических и фазовых анализов.

Смена широкополосчатых магнетит-карбонатных и карбонат-магнетитовых кварцитов нижней части цикла тонкополосчатыми магнетитовыми, а затем гематит-магнетитовыми кварцитами центральной части цикла рассматривается как трансгрессивное соотношение пород. Обратная смена пород в верхнем полуцикле расценивается как результат регрессивного процесса. Трансгрессивно-регрессивный характер циклической седиментации сопровождался вполне определенным редукционным процессом образования минералов железа. Изменение окислительно-восстановительного режима при этом зафиксировано в увеличении окисленности железа от силикат-магнетит-карбонатных (окисно-закисных) кварцитов краевой части цикла к гематит-магнетитовым (закисно-окисным) кварцитам в середине цикла.

Слоистость кварцитов каждого подгоризонта цикла была охарактеризована петрографически и соотношением различных минералогических типов слоев по суммарной мощности и количеству с определением средней мощности слоев и их серий. Данные изучения слоистости показывают, что трансгрессивный этап осадконакопления нижнего полуцикла скорее всего отличался более сложными условиями седиментации (много полиминеральных слоев, более тонкая слоистость) по сравнению с регрессивным этапом верхнего полуцикла.

Опыт анализа цикличности и слоистости в толще пород четвертого железистого горизонта может быть использован при изучении железистых кварцитов в других горизонтах криворожской серии, а также на месторождениях Курской магнитной аномалии.

ЛИТЕРАТУРА

- Петров Р. П. К номенклатуре метаморфических пород железорудных формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 9.
Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежск. ун-та, 1966.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

ЛИТОЛОГИЯ В ПРОБЛЕМЕ РАСШИРЕНИЯ РЕСУРСОВ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ¹

А. С. СОКОЛОВ

Рассматриваются проблемы построения рациональной классификации промышленных типов фосфоритовых месторождений, вопросы выделения фосфоритоносных провинций и критически отвергаются представления о глобальных эпохах фосфоритонакопления.

На пленуме Комиссии по осадочным породам АН СССР в апреле 1972 г. в докладе председателя комиссии А. В. Сидоренко был поставлен и рассмотрен ряд новых или весьма мало затронутых проблем и направлений литологии, недостаточная проработка которых существенно ограничивает, суживает место и значение литологии в общем комплексе геологических наук. Из таких проблем, как одну из важнейших, А. В. Сидоренко (1972) выделил минерально-сырьевое направление литологии и показал важное значение литологических исследований как научной основы для решения практических задач развития ресурсов полезных ископаемых, относящихся к экзогенной и осадочно-метаморфогенной группам.

Полезные ископаемые, находящиеся в сфере литологии, резко преобладают по числу видов, экономическому значению в сравнении с таковыми других сфер. Это нефть и газ, уголь, железные и марганцевые руды, бокситы, многие месторождения цветных и редких металлов и др. В последние годы за рубежом и особенно в СССР на ведущее место по своей значимости в группе экзогенных ископаемых выдвинулись агрономические руды, а среди них прежде всего фосфаты, некоторые вопросы литологии которых рассматриваются в настоящей статье.

Очень быстрый и ускоряющийся рост потребления и значения фосфатов как сырья для минеральных удобрений связан с проблемой обеспечения продуктами питания стремительно увеличивающегося народонаселения. Согласно Директивам XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг., в 1975 г. производство минеральных удобрений составит 90 млн. т. В дальнейшем оно должно бесспорно возрасти, по крайней мере, вдвое.

Для обеспечения этого необходимо весьма значительное увеличение разведанных и общих запасов фосфатных руд. За десятилетие (1971—1980 гг.) они должны быть почти удвоены. Чтобы создать столь грандиозные приросты запасов фосфатных руд, требуются значительное увеличение объемов геологоразведочных работ и, главное, повышение их эффективности и научной обоснованности, в основе чего находятся прежде всего литологические исследования.

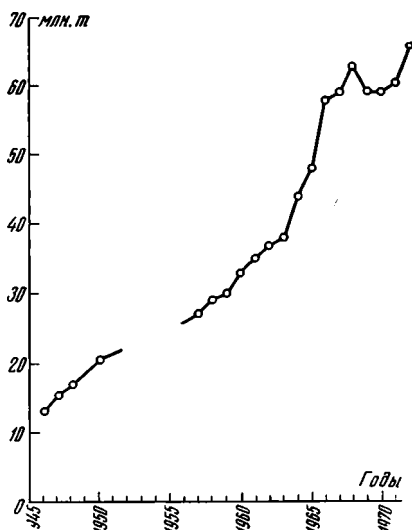
Аналогичная картина наблюдается и за рубежом. Быстрый рост потребности в минеральных удобрениях вызвал еще в 50-х годах дефицит сырьевых ресурсов и значительную активизацию геологических, горно-

¹ Доклад на пленуме Комиссии по осадочным породам 29.V.73 г.

добывающих и других работ по фосфатам, которая дала за последние 10—12 лет весьма ощутимые результаты почти на всех континентах. В Африке было открыто крупное месторождение Бу-Краа в Западной Сахаре с запасами богатых фосфоритов (P_2O_5 , 32%) около 2 млрд. т (Exploration..., 1968). В конце 50-х годов добыча фосфатов в Сенегале и Того была только начата, а в 1970 г. продукция этих стран уже составила 2,68 млн. т (Минеральные ресурсы..., 1972). В Азии выявлены крупные месторождения в КНР, а в МНР — Хубсугульский фосфоритоносный бассейн с запасами в несколько миллиардов тонн (Зайцев, Ильин, 1970). Были открыты фосфоритовые месторождения в Сирии, Ираке, Турции, Индии.

Крупное месторождение фосфатоносной коры выветривания на карбонатитовом массиве Сокли близ сел. Савукоски открыто в 1967 г. в северо-восточной Финляндии (Salo, 1972). В Америке крупное месторождение миоценовых фосфоритов выявлено в Перу в пустыне Сечура (Fertilizer..., 1968) и с 1965 г. начата разработка месторождения Панго-Ривер в штате Северная Каролина в США (Redeker, 1971). Одним из последних и весьма крупных открытий явились среднекембрийские фосфориты бассейна Джорджина в Австралии (Keyser, 1968; Cook, 1972; Keyser, Cook, 1972). Все это обеспечило в 60-х годах крутой рост производства фосфатного сырья (фиг. 1).

Чтобы лучше выяснить положение с ресурсами фосфатного сырья за рубежом и с учетом этого оценить наши перспективы, задачи и направление исследований по фосфатам, рассмотрим общую картину и основные закономерности размещения фосфоритоносных провинций и главных месторождений фосфатных руд (фиг. 2).



Фиг. 1. Мировая продукция фосфатов в капиталистических и развивающихся странах

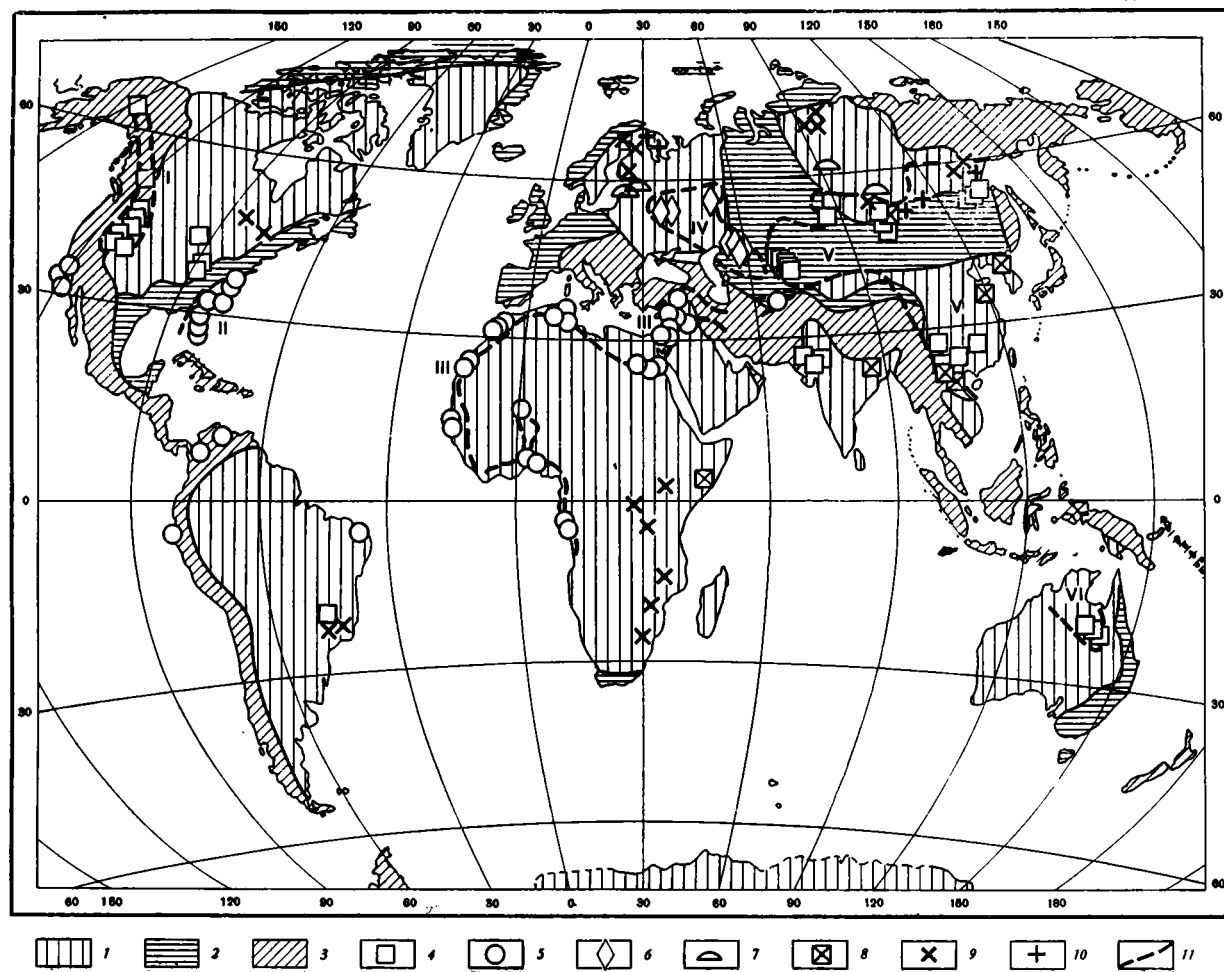
ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФАТНЫХ РУД

В настоящее время в различного рода материалах фиксируется около 500—600 месторождений фосфатов. Они весьма различны по многим показателям, и чтобы разобраться в этом многообразии, необходима их систематизация. Основой для этого может служить известная генетическая классификация, подробно разработанная Б. М. Гиммельфарбом (1965). Она охватывает все разнообразие месторождений и фосфатопоявлений, но в этом и ее неудобство, так как главное значение имеет лишь часть типов, называемых промышленными. Выделение таких типов стало у нас общепринятым, и попытка их классификации для фосфатов дана в таблице. Предполагаемая типизация месторождений заложена в легенду карты (фиг. 2), и поэтому следует кратко остановиться на ней.

Как и все полезные ископаемые, месторождения фосфатов делятся на три основные группы.

Эндогенные — магматические месторождения апатитов типа Хибинских, Ошурковского и карбонатитовые.

Основная группа — экзогенные месторождения фосфоритов, которые делятся на осадочные и месторождения выветривания. По структурно-текстурным признакам фосфоритов среди осадочных месторождений



Фиг. 2. Фосфоритноносные провинции и главные месторождения фосфатных руд (карта составлена А. С. Соколовым, 1973 г.)

Геотектонические области: 1 — докембрийские платформы и байкалиды, 2 — каледониды и герциниды, 3 — мезозойды и альпиды; месторождения фосфоритов: 4 — микрозернистых, 5 — зернистых, 6 — желваковых, 7 — ракушечных, 8 — метаморфогенных; месторождения апатитов: 9 — карбонатитовые, 10 — магматические, 11 — границы фосфоритноносных провинций: I — Скалистых гор, II — Восточно-Американской береговой равнины, III — Аравийско-Африканская, IV — Русской платформы, V — Азиатская, VI — Австралийская

Классификация промышленных типов месторождений фосфатных руд

Составил А. С. Соколов 1973 г.

ЭКЗОГЕННЫЕ					группа
ОСАДОЧНЫЕ					подгруппа
ОСТАТОЧ- НЫЙ					тип
ИНФИЛЬ- ТРАЦИОН- НЫЙ					
Примеры месторождений и бассейнов					
Микрозернистый	Каратау. Хубсугул, Фосфория, Джорджина	Каратау (залежи богатых руд)			
Зернистый	Хурибга и др. м-ния Марокко, Бу-Краа и др. м-ния Зап. Сахары, Алжиро-Тунисский бассейн, Ближневосточный бассейн, Флорида — формация Хауторн	Теннесси — «Бурые фосфориты»	ТИЕС	ФЛОРИДА — «hard rock»	
Зернистый переотложенный	Флорида — «land rebbble»				
Желваковый	Егорьевское Вятско-Камское Актюбинский бассейн				
Ракушечный	Кингисеппское Тоолсе				
Гуано островные пещерные				о. Рождества о. Кюрасао	
				Карангболонг и др. м-ния Индонезии	
Метаморфогенные		Лаокай, Чулактау, Хайчжоу, Симпунь	Мау-Кок		
ЭНДОГЕННЫЕ	Карбонатитовые	Ковдорское — железорудная залежь	Белозиминское	Ковдор, Сокли	
	Магматические	Хибинская группа Ошурковское			
группа	под-группа				

выделяются четыре основных типа. Микрозернистые (точнее оолитово-микрозернистые) и афанитовые (их часто неправильно называют пластовыми), зернистые (классическая область развития — Африка), желваковые (широко развиты на Русской платформе) и ракушечные.

Первичные осадочные фосфориты (практически это касается пока только микрозернистых), будучи подверженными метаморфизму с преобразованием фосфатного вещества в апатит, образуют группу метаморфогенных месторождений.

В зоне выветривания все отмеченные типы фосфоритов и апатитов подвергаются существенным изменениям и превращениям с образованием месторождений выветривания. Среди них можно различать остаточные, инфильтрационные и переходные типы, однако в основе их типизации важно учитывать первичный исходный тип фосфоритов и апатитов, что и заложено в предлагаемой классификации (см. таблицу) и отличает ее от других подобных классификаций. В эту подгруппу, в частности, попадают, приобретающие все более важное значение как источник фосфатного сырья фосфатоносные коры выветривания карбонатитов. Они, к сожалению, пока мало изучены литологами, а литохимические процессы их формирования интересны и сложны. Метаморфогенные месторождения в зоне выветривания также дают свои дериваты с образованием иногда исключительно богатых залежей.

ПРИРОДНАЯ ПЕРЕРАБОТКА И ОБОГАЩЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ФОСФАТОВ — ВАЖНЕЙШИЙ ПУТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОГАТЫХ ФОСФАТНЫХ РУД

Интереснейший пример образования в зоне выветривания исключительно богатых фосфатных руд — месторождение Мау-Кок в ДРВ (Соколов, Тушина, 1959; Калмыков и др., 1962). На этом месторождении первичная толща глинисто-карбонатно-кремнистых пород, заключающая пласт микрозернистых доломитовых фосфоритов типа каратауских, подверглась сильному метаморфизму и превратилась в карбонатно-кварцевые, кварце-слудистые и актинолитовые, альмандин-серицитовые и другие сланцы, доломиты и кварциты. Фосфориты при этом преобразовались в доломит-апатитовые руды со средним содержанием P_2O_5 23—24%. Ресурсы таких руд огромны, однако, как и фосфориты Каратау, вследствие тонкого прорастания и трудного отделения фосфатов от карбонатов, обогащаются они плохо, с большими затратами и потерями.

Но исключительно обильные в условиях тропиков атмосферные осадки, просачиваясь на месторождении Мау-Кок через весьма богатый органикой почвенный слой джунглей, обогащаются гумусовыми кислотами и углекислотой и, становясь резко агрессивными по отношению к карбонатам, полностью выщелачивают доломит. В результате этого выше уровня подземных вод апатит-доломитовые руды превращаются в почти минеральные сильно пористые апатитовые руды с очень высоким содержанием P_2O_5 — 39—40%.

Месторождение Мау-Кок — пример частный, но далеко не единственный в очень широко прослеживаемом явлении вторичного обогащения фосфатов, которое выступает как один из ведущих факторов формирования промышленно наиболее ценных фосфатных руд.

В очень многих, пожалуй, даже преобладающих случаях первичное морское фосфоритообразование создает весьма крупные, широко простирающиеся фосфоритоносные толщи с огромными запасами. Однако концентрация фосфата в них в P_2O_5 от нескольких до 15—25% и очень редко достигает 28—29%, что является технологическим минимумом для переработки фосфатного сырья на удобрения без предварительного обогащения. Вместе с тем в первичных рудах фосфат часто находится в очень тонком срастании с другими минералами, а некоторые из них, например

карбонаты и содержащие магний или железо, представляют вредные примеси, подлежащие максимально возможному удалению. Возникает необходимость обогащения фосфоритов, которая часто резко снижает их промышленную ценность, причем нередко не содержание P_2O_5 , а именно обогатительные свойства и вредные примеси определяют целесообразность использования этих фосфоритов.

Будучи же подвергнутыми природной химической или только механической переработке эти первичные фосфориты часто весьма существенно облагораживаются: происходит обогащение фосфатом, разрушаются его тесные связи с другими минералами, снижается содержание вредных примесей. Такие фосфориты становятся пригодны для непосредственной технологической переработки или требуют лишь упрощенных дешевых способов предварительного обогащения.

Такая переработка в виде механического обогащения фосфоритов нередко происходит еще в стадии осадконакопления за счет волнового воздействия, вымывания и выноса тонких глинистых и других минеральных компонентов. Это хорошо показано в работах Г. И. Бушинского (1963, 1966) и А. М. Тушиной (1970) на примере Каратау, где значительная часть наиболее ценных богатых руд образовалась в мелководных условиях с волновым перебивом, обеспечивавшим сгущение алевропсаммитовых фосфатных зерен и отложение цементирующего их фосфата. В более мелководной обстановке сгущались псаммито-псефитовые зерна фосфоритов, но с доломитовым цементом, а на глубине в спокойном гидродинамическом режиме шло сначала кремнисто-фосфатное или глинисто-кремнисто-фосфатное, а еще далее кремнистое осадконакопление.

В оптимальной зоне образовались наиболее богатые оолитово-микрозернистые фосфориты с фосфатным цементом. Они представляют наибольшую ценность: селективно добываются и без обогащения идут на химическую переработку в удобрения. Однако запасы таких руд в Каратау ограничены, и их выявление — одна из актуальных задач геолого-разведочных работ в этом бассейне. В основе ее решения, как видно, находится детальное изучение фациальных условий внутри фосфоритонесной толщи, т. е. задача эта сугубо литологическая.

Но кроме этих первичных значительные запасы богатых руд в Каратау создает также континентальное выветривание, подобное охарактеризованному для месторождения Мау-Кок. К сожалению, далеко не тропические осадки и отсутствие богатого почвенного гумуса существенно ограничивают эффективность выветривания в Каратау, и все же из микрозернистых фосфоритов с технологически вредным доломитовым цементом за счет его выщелачивания в приповерхностной зоне образовались значительные залежи руд, богатых P_2O_5 , и, что для технологов еще более важно, существенно обедненных магнием (доломитом).

Проблема карбонатного цемента фосфоритов Каратау имеет важное практическое значение и весьма интересна в литологическом отношении. Этот вопрос рассмотрен В. Н. Холодовым (1969). Он подвергает сомнению охарактеризованный выше фациальный профиль в части осаднения доломита в прибрежной зоне. Накопление карбонатов в фосфоритонесной толще В. Н. Холодов считает вторичным, эпигенетическим; **показатель этого он усматривает в разьедании карбонатами фосфатных зерен.** Возможно, это и так, но подобное явление вплоть до полного замещения фосфатов карбонатами наблюдается очень широко и обычно трактуется как следствие более поздней садки карбонатов.

В Каратау и на Мау-Коке богатые руды образуются за счет бедных, но кондиционных. Еще более распространено явление, когда промышленные руды образуются из некондиционных фосфатонесных пород. Таких примеров очень много. Мы кратко рассмотрим только один, где этим путем сформировалось месторождение, дающее треть мировой добычи фос-

фатов,— Флорида. Там на верхнеэоценовом известняке формации Окала и на олигоценовых и нижнемиоценовых известняках в среднем миоцене на площади 2 000 км² отложилась первично фосфоритоносная формация Хауторн. Она образована глинистыми песками, доломитами и глинами с рассеянными фосфоритовыми зернами. Запасы этих фосфатов в формации Хауторн огромны — 20 млрд. т, но концентрация их низкая и они не имеют промышленного значения. В верхнем миоцене эта формация была выведена на поверхность, подверглась выветриванию в условиях субтропического климата, а затем в плиоцене трансгрессировавшее море переработало эту расшатанную выветриванием толщу с образованием главной промышленной формации Боун Вэли, заключающей линзы и прослои струженных фосфоритовых зерен и гравия, вымытых из формации Хауторн. Так образовались пользующиеся мировой известностью так называемые фосфоритовые галечники (Бейтс, 1965; Cathcart, 1964, 1966; Freas, 1968; Mansfield, 1942).

Этим не исчерпываются вторичные процессы преобразования фосфоритов Флориды. На северо-западе полуострова, на поднятии Окала, выходят на поверхность известняки, в углублениях сильно раскарстованной поверхности которых залегает формация Алачуа. Это континентальная формация инфильтрационного происхождения — продукт выветривания и геохимического взаимодействия известняков и фосфатов из некогда залегавшей на них формации Хауторн. Таким путем образовались наиболее давно известные так называемые мягкие и твердые фосфориты. Именно с последних — знаменитых *hard rock* — начата добыча фосфоритов на Флориде и долго оставалась здесь преобладающей.

О ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ

Возвращаясь к предложенной классификации фосфоритовых месторождений (таблица), приходится отметить ее существенный недостаток, заключающийся в отсутствии подразделения месторождений по геотектоническим признакам. Этим она неблагоприятно отличается от большинства существующих классификаций, в которых фосфориты почти всегда делятся на платформенные и геосинклинальные. Более того, некоторые классификации вообще построены по тектоническому принципу. Чем же объяснить отсутствие геотектонического разделения фосфоритов в нашей классификации?

Аналізу геотектонических условий размещения и формирования фосфоритовых месторождений посвящены очень многие работы. А. В. Казаков (1939, 1950) впервые разделил фосфоритные фации на платформенные и геосинклинальные, отнес к последним и североафриканские месторождения. Сходной точки зрения придерживалась Е. В. Орлова (1951).

Наиболее подробно геотектонические условия формирования фосфоритов проанализировал Н. С. Шатский (1955). К образованиям стадии геосинклинального развития он отнес фосфориты Скалистых гор и Каратау; к образованиям платформенной стадии — практически все остальные месторождения, в том числе фосфориты Африки, ранее считавшиеся геосинклинальными. Основные принципы тектонической классификации Н. С. Шатского были приняты и в последующих классификациях других исследователей с теми или иными уточнениями.

Большие трудности были связаны с китайскими месторождениями фосфоритов при определении геотектонических условий их образования. Н. С. Шатский (1955) первым пытался решить эту задачу на примере рассмотренного им месторождения Туншань (Юньнань). По формационному признаку он объединил его с селеукскими фосфоритами и отнес к образованиям платформенной стадии. В графах же, уточняющих тектоническое положение и литологический тип фосфоритов, против место-

рождения Туншань Н. С. Шатский поставил знаки вопроса, однако в тексте (стр. 30) китайские месторождения, как и Скалистых гор и Каратау, он называет «геосинклинальными пластовыми фосфоритами». Так впервые появилось как бы противоречие в вопросе образования геосинклинальных фосфоритов в платформенную стадию.

По возвращении из КНР Н. А. Красильникова (1958), характеризуя южнокитайские фосфориты, писала, что все они формировались на платформе, а по качеству и минеральному составу близки фосфоритам Каратау. В более же поздних своих работах Н. А. Красильникова (1967, 1970, 1971), отмечая неясность геотектонического положения этих фосфоритов, вынуждена была оставить их вне рассмотрения как при анализе эволюции фосфоритообразования, так и в специальной статье о геотектонической природе фосфоритовых месторождений, поскольку китайские фосфориты не укладывались ни в одну из этих схем. В таком же положении оказались и кембрийские фосфориты Австралии.

Пытаясь преодолеть это противоречие, Б. М. Гиммельфарб (1962) отнес соответствующие фосфориты КНР к «геосинклиналеподобным», а характеризуя геотектонические закономерности фосфоритообразования в целом, отметил, что они носят весьма общий характер, и их установление — дело наиболее трудное (Гиммельфарб, 1965).

Но эти, как видно, несовершенные наши знания геотектонических условий фосфоритообразования оказались еще более поколебленными, когда Г. И. Бушинский в результате детального рассмотрения материалов пришел к выводу, что даже и наиболее, так сказать, типичные «геосинклинальные» фосфориты Каратау и Скалистых гор образовались тоже в платформенных условиях или в платформенную стадию развития геосинклинальных областей (Бушинский, 1969, 1970). Особенно убедительно он показал это для бассейна Фосфория, который еще с работ А. В. Казакова (1939) все считали прототипом геосинклинальных фосфоритов.

«Типично геосинклинальными образованиями» считал эти фосфориты и Н. С. Шатский (1955), который уточнил тектоническую характеристику бассейна, отнеся Скалистые горы к внешним прогибам геосинклиналей, соответствующим миогеосинклиналям по классификации М. Кэйя (1955). Г. И. Бушинский (1969) отметил, что, согласно М. Кэйю, миогеосинклиналь — это относительно быстро прогибающаяся вытянутая структура без проявлений вулканизма. Бассейн же Фосфория даже в западной части в перми не отличался быстрым прогибанием, и мощность пермских отложений в нем едва достигает 400 м. Проанализировав историю тектонического развития этой области, он показал, что в течение большей части палеозоя это был стабильный шельф, что в рифее и палеозое она характеризовалась платформенным режимом, который нарушился только в мезокайнозой, когда здесь проявились резкие тектонические движения, обусловившие сложные формы складчатости и разрывных нарушений фосфоритонесной серии, формировались мощные толщи, в том числе конгломератов, и изливались потоки андезитовой лавы. В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1972) характеризуют этот район как зону «кайнозойского горообразования в областях докайнозойских материковых платформ». В итоге Г. И. Бушинский делает естественный вывод, что «фосфориты области Фосфория отлагались в платформенную стадию ее развития» (Бушинский, 1969).

Платформенные условия образования фосфоритов Каратау были четко показаны в докладе геологов Киргизской Академии наук (Джумалиев и др., 1970) на семинаре Комиссии по осадочным породам АН СССР в Каратау в 1970 г.

Таким образом, тенденция «оплатформливания» фосфоритовых месторождений, начало которой положил Н. С. Шатский, получила дальнейшее и весьма серьезное развитие. Дискуссия об этом продолжается,

а пока мы, к сожалению, должны констатировать, что геотектонические условия формирования многих фосфоритовых месторождений неясны или определены только в самых общих чертах. Поэтому в классификацию месторождений (таблица) нам не представилось возможным вводить этот пока невыясненный фактор. Главный путь к разрешению этой очень важной проблемы заключается в формационном анализе, в палеогеографических реконструкциях и других литологических приемах, и это представляется одной из важных проблем фосфатной литологии.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Кроме типизации месторождений как средство изучения площадей их распространения представляется необходимым классифицировать также и сами эти площади, упорядочить их наименования. По фосфоритам этим никто не занимался, и нередко одна и та же площадь именуется то бассейном, то районом и т. д.

Приняв за основу соответствующие общие положения В. И. Смирнова (1969), предлагается следующее подразделение фосфоритовых площадей в порядке от крупных к мелким:

1) фосфоритовая провинция — крупный участок земной коры, на котором размещены многочисленные месторождения более или менее разновозрастных или близких по возрасту фосфоритов и который охватывает одну или несколько или часть крупных платформ или складчатых геосинклинальных поясов, имея вытянутую или неправильно-изометрическую форму;

2) фосфоритовый бассейн или область — часть провинции, характеризующаяся общими чертами геологического строения, приуроченная к тектоническим элементам первого порядка, и в которой концентрируются обычно разновозрастные и однотипные фосфоритовые месторождения;

3) фосфоритовые рудные поля или районы — отдельные части бассейнов или областей, характеризующиеся сосредоточением генетически и геологически однотипных и разновозрастных месторождений, связанных с относительно более мелкими тектоническими структурами.

Далее в этой систематизации следуют фосфоритовые месторождения, их участки и отдельные залежи. Эти понятия общеприняты и не требуют пояснений.

В прогнозно-поисковой терминологии, кроме того, выделяются фосфоритопроявления, к которым мы предлагаем относить находки фосфоритов, характеризующиеся кондиционным содержанием P_2O_5 , но с невыясненным масштабом, а следовательно, и промышленным значением. В отличие от фосфоритопроявлений следует выделять еще точки фосфатной минерализации. Они характеризуются повышенным содержанием фосфора — в три-четыре и более раз превышающим кларковое, — и в пересчете на P_2O_5 соответствующим концентрациям более 1%. Площади, на которых установлены фосфоритопроявления и точки фосфатной минерализации, характеризующиеся благоприятными для нахождения фосфоритовых месторождений геолого-литологическими условиями, выделяются как перспективные фосфоритовые районы.

В крупнорегиональном плане геологически наиболее целостной единицей площадного распространения фосфоритов представляется фосфоритовый бассейн. По имеющимся в настоящее время данным, на всех континентах можно выделить около 40—45 фосфоритовых бассейнов, большая часть которых группируется в фосфоритовые провинции, схематически очерченные на фиг. 2. Рамки журнальной статьи не позволяют дать характеристику всех бассейнов, и ниже приводятся лишь краткие сведения о фосфоритовых провинциях и главнейших бассейнах.

Мы выделяем шесть фосфоритоносных провинций, в которых заключено около 97% мировых запасов фосфоритов.

Фосфоритоносная провинция Скалистых гор в основном образована известным бассейном Фосфория и формацией того же названия. Средняя мощность последней 180 м; в ней, как часто и в Каратауском бассейне, выделяются две фосфоритовых пачки и пачки нижних, межрудных и верхних кремней и доломитов. Фосфориты оолитово-микрозернистого типа. Они подробно описаны Г. И. Бушинским (1969). Формация охватывает почти $\frac{3}{4}$ пермского периода, т. е. 180 м формировалось около 40 млн. лет. Подобная длительность формирования — одна же из характернейших особенностей фосфоритовых толщ.

В бассейне Фосфория в пределах штатов Монтана, Айдахо, Вайоминг и Юта расположено несколько десятков месторождений фосфоритов с запасами 7,7 млрд. т со средним содержанием P_2O_5 , 25%. Общие прогнозные запасы оцениваются в 23,4 млрд. т (World..., 1971).

Сходные по составу и возрасту формации протягиваются за пределы бассейна Фосфория далеко на север, где в них найдены фосфориты также пермского возраста и тоже микрозернистого типа у горы Банф в провинции Альберта в Канаде и у хр. Брукса на Аляске. Это дает основание продолжить контуры фосфоритоносной провинции Скалистых гор в этом направлении.

Фосфоритоносная провинция Восточно-Американской береговой равнины примечательна прежде всего тем, что она дает более 30% мировой добычи фосфоритов. Выше уже были отмечены основные особенности главного фосфоритоносного бассейна этой провинции — Флориды. Но фосфоритоносные отложения неогена не ограничиваются п-вом Флорида, а протягиваются вдоль побережья Атлантического океана далеко на север через штаты Джорджия, Южная и Северная Каролина, где также имеются месторождения зернистых фосфоритов. Крупнейшие из них — Ли Крик в долине р. Памлико, Пунго Риверс и вблизи г. Риджленд (Johnson, 1967). Интересно отметить, что фосфоритоносный миоцен полого погружается к востоку под воды Атлантики, здесь в прибрежном мелководье размывается, образуя фосфоритовые пески, особенно широко распространенные у мыса Фир, где изучаются возможности их подводной добычи (Pilkey, Luternauer, 1967).

Аравийско-Африканская фосфоритоносная провинция самая крупная по запасам и протяженности. Она вытягивается вдоль западного и северного побережий Африки, через Аравийский полуостров к Турции, Ираку и доходит до Таджикистана.

Здесь развит классический тип зернистых фосфоритов; автору довелось изучать их в АРЕ, Алжире, Республике Мали. Это сгруженные довольно чистые фосфатные зерна диаметром обычно в несколько миллиметров с подчиненным карбонатным, глинистым, кремнистым цементом. Такого же состава и породы, перемеживающиеся обычно с тремя, четырьмя, а иногда и более фосфоритными пластами, мощностью по два-три, а иногда, например, на алжирском месторождении Джебел-Онк, до 30 м. Мощность фосфоритоносных толщ различна, чаще всего 20—30 м. Промышленно наиболее ценные фосфориты формируются в приповерхностных зонах при выщелачивании цемента и образовании чистого рыхлого фосфоритового песка, например, на месторождениях Марокко.

Возраст фосфоритов — от кампана до лютетского яруса среднего эоцена, причем устанавливается интересная закономерность его изменения. В Южной Африке это маастрихт, в Юго-западной (Нигерия, Того, Сенегал) — лютетский ярус эоцена, месторождения Западной Сахары и Марокко — от маастрихта — нижнего палеоцена (монтский ярус) до

среднего эоцена, причем интересно, что пачка основных фосфоритовых пластов постепенно мигрирует к северо-востоку из маастрихта — монта в Бу-Краа и Мескала через таннетский и ипрский ярусы в Бен-Герире и Хурибге до лютетского яруса в самом восточном марокканском месторождении Касба-Тадла.

Это интересное явление, подмеченное впервые на наших месторождениях желваковых фосфоритов, А. В. Казаков (1939) назвал миграцией фосфоритных фаций и связывал с движениями шельфовой зоны фосфатонакопления при чередовании регрессивных, стабильных и трансгрессивных фаз фосфатонакопления, которое, по его мнению, наиболее активным было в трансгрессивную фазу. Это представление получило широкое признание. Однако В. И. Фоминский (1973), детально изучив фосфориты Днепровско-Донецкого бассейна, показал, что фосфоритообразование в основном происходит во время регрессивных циклов, а при трансгрессии идет их вымывание и сгужение. На эти разные процессы фосфоритообразования и фосфоритонакопления для желваковых фосфоритов обращал внимание Б. М. Гиммельфарб (Гиммельфарб, Унанянц, 1937).

Африканские месторождения, кроме того, свидетельствуют о длительности и устойчивости фосфоритообразования, которое прерывисто продолжалось не менее 20 млн. лет, что, вероятно, было обусловлено особо высокой жесткостью и тектонической стабильностью Африканской платформы. Все это явилось предпосылкой для накопления здесь столь огромных количеств фосфоритов. Африканская платформа, Аравийский щит, Австралийская и Русская платформы, Индостанский щит, устойчивая эпигерцинская платформа юго-востока Северной Америки — вот далеко не полный перечень основных зон фосфатонакопления, характеризующихся длительно-устойчивым геотектоническим режимом в период образования фосфоритов. Надо полагать, что детальное выяснение палеотектонических условий фосфоритообразования в других фосфоритоносных бассейнах покажет, что и там эти условия имели место в течение весьма длительного времени (десяtkи млн. лет), были чрезвычайно стабильными, устойчивыми. Тектонические движения проявлялись в виде очень слабых и очень медленных вертикальных подвижек, создававших пульсационную смену регрессивных условий фосфоритообразования и трансгрессивных условий фосфоритонакопления.

Возвращаясь к рассмотрению изменения возраста фосфоритов Африки, укажем, что в Алжиро-Тунисском бассейне, расположенном восточнее отмеченных ранее, фосфориты также относятся в основном к эоцену, а вот еще восточнее, в АРЕ, уровень фосфатонакопления снова опускается в маастрихт и даже в кампан; верхнемеловой возраст фосфоритов сохраняется также в Израиле, Иордании, Сирии, Турции. Однако в Сирии, в восточной ее части, появляется также второй, верхний, уровень фосфоритообразования в эоцене (месторождение Хбари), который протягивается далее в Ирак (месторождения Рутба, Акашат) и после перерыва проявляется у нас в Средней Азии в виде месторождений Каратаг, Риват, Гулиоб и др. Генетически эти фосфориты также зернистого типа, но близость горных сооружений и снос обломочного материала обусловил сильное разбавление фосфоритов песком и соответственно резкое снижение в них содержания P_2O_5 до непромышленных показателей.

Таким образом, по возрасту фосфоритов Аравийско-Африканская провинция четко делится на две части: западную — в основном палеоген — и восточную — в основном верхний мел. Границей между ними является, по-видимому, так называемый Суданский пролив, соединявший Алжиро-Тунисский бассейн с Гвинейским побережьем.

На северо-востоке Республики Мали, у излуины р. Нигер, находится фосфоритовое месторождение Тамагелель — единственное, расположенное в глубине материка, в Сахаре. Автору довелось его изучать, карти-

ровать; наблюдения показали, что оно находится здесь не случайно, а связано с Суданским проливом. Он здесь узкий, зажат между древними массивами Адзар-Ифорас и Гурма (Radier, 1959), а месторождение Тамагелель представляет собой пример отчетливой связи фосфоритообразования со стадией регрессии. В нем необычно отсутствие в фосфоритоносной пачке как карбонатов, так и кремнистых пород. Фосфоритовый горизонт заключен в толще мощностью 6—12 м тонколистоватых глинистых сланцев и аргиллитов лютетского яруса, богатых аттапульгитом (водный магниевый силикат). Последний известен также в фосфоритоносных отложениях в Габоне и Камеруне (Radier, 1959). Интересно, что аттапульгитовые глины широко распространены также в фосфоритоносной миоценовой формации Хаутон на п-ве Флорида, где в штатах Флорида и Джорджия даже разрабатываются в крупных масштабах. Они образуют здесь два пласта, из которых нижний мощностью 0,5—5 м представляет собой высококачественные «фуллеровы земли», отложенные в прибрежном мелководном морском бассейне (Бейтс, 1965, стр. 225—226). Как видно, ассоциация зернистых фосфоритов с аттапульгитовыми глинами распространена широко по-видимому, неслучайно, и ее изучение может помочь выяснению условий фосфоритообразования.

Фосфоритоносная провинция Русской платформы включает весьма многочисленные месторождения хорошо известных желваковых фосфоритов. В ней можно выделить три основных фосфоритоносных бассейна: Волжский с фосфоритами, приуроченными к границе юры и мела, сюда входят Вятско-Камское и Егорьевское месторождения; Днепрово-Донецкий с верхнемеловыми фосфоритами; самый крупный — Актюбинский — с фосфоритами также верхнемелового возраста. Благоприятные горнотехнические условия и значительные запасы месторождений Актюбинского бассейна выдвинули их в первоочередные объекты предстоящего крупномасштабного освоения. При этом намечено использовать эти фосфориты не для фосфоритной муки, а перерабатывать их в растворимые удобрения, хотя необходимое для этого обогащение актюбинских фосфоритов представляется достаточно сложным.

Желваковые фосфориты вообще являются низкокачественным фосфатным сырьем, и лишь дефицит ресурсов заставляет расширять их использование для производства фосфорных удобрений. Но у этих фосфоритов есть и положительное свойство — возможность непосредственного использования в виде фосфоритной муки, эффективность которой достаточно высока на дерново-подзолистых почвах, в полосе которых и расположено большинство месторождений желваковых фосфоритов. Эти агрохимические свойства обусловлены минералогической природой их фосфатного вещества. Оно, в частности, содержит углерод, который входит в молекулу фосфата и как бы расшатывает ее, делая фосфат менее устойчивым, растворимым и усвояемым для растений.

Азиатская фосфоритоносная провинция представляется одной из наиболее интересных прежде всего вследствие древнего возраста фосфоритов; это низы кембрия, венд, рифей и даже архейско-протерозойские толщи, с которыми связан ряд глубокометаморфизованных до апатита залежей в Китае, Корее, на Алдане, в Прибайкалье.

Фосфоритовые месторождения этой провинции открыты сравнительно недавно, а многие из них — в последние 10—15 лет. Фосфоритоносность древних отложений советской части Азиатской провинции, прежде всего в Сибири и на Дальнем Востоке, изучена весьма недостаточно, в ее пределах имеются обширные перспективные фосфоритоносные районы, и можно уверенно говорить, что здесь будет выявлено еще множество новых месторождений и, вероятно, даже бассейны.

Все фосфориты Азиатской провинции микрозернистые, а в Алтае-Саянском бассейне широко развита афанитовая их разновидность.

Самые крупные фосфоритоносные бассейны — Каратау, Южно-Китайский, Лаокайский во Вьетнаме, Хубсугульский в Монголии. Каратауский бассейн — наша крупнейшая после Хибин фосфатная сырьевая база. Фосфориты Каратау детально изучены и подробно освещены в литературе. Общие запасы Каратау вместе с прогнозными оцениваются в 900 млн. т P_2O_5 ; разведано из них 270 млн. т — половина общесоюзных, но их уже не хватает. Намечаемые нагрузки освоения Каратау требуют значительного наращивания разведанных запасов и выявления новых месторождений; здесь можно ожидать слепые залежи на той или иной глубине в соответствующих структурных условиях в полях развития тамдинских известняков и доломитов.

Австралийская фосфоритоносная провинция, как и предыдущая, включает тоже древние (средний кембрий) и тоже микрозернистые фосфориты. Это самая новая; совсем недавно открытая провинция. Учитывая территориальную близость, общность возраста и типов фосфоритов, Австралийскую провинцию, как и Удайпурский фосфоритоносный бассейн в Индии, возможно, правильнее было бы объединить с Азиатской провинцией.

По фосфоритам Австралии имеется интересная информация (Keyser, 1968; Cook, 1972; Kayser, Cook, 1972). Обзор этих работ требует специального освещения.

На фиг. 2 видно, что и вне пределов выделенных провинций имеется много фосфоритовых месторождений. В большинстве они мелкие, но есть и крупные, а также однотипные, группирующиеся в целые бассейны, например Калифорнийский бассейн миоценовых зернистых фосфоритов, развитых не только на суше, но и по соседству в акватории на узком шельфе и в более глубоководных зонах. По-видимому, скоро здесь будет начата опытная добыча из донных скоплений фосфоритов.

Самостоятельный бассейн образуют в США своеобразные фосфориты в штате Теннесси.

Четкими признаками фосфоритоносного бассейна обладает группа месторождений специфических ракушечных ордовикских фосфоритов в Прибалтике (Маарду, Тоолсе, Азери, Кингисепское и др.).

Другая еще более обширная территория распространения тоже ордовикских (O_2) и также в основном ракушечных фосфоритов расположена на Сибирской платформе в бассейне р. Подкаменная Тунгуска и в Ангара-Ленском районе.

Большой интерес представляет группа недавно выявленных месторождений в Индии вблизи г. Удайпур (штат Раджастан), образующих Удайпурский фосфоритоносный бассейн. Фосфориты приурочены здесь к докембрийской формации Аравалли, сложенной доломитами, строматолитовыми известняками и кремнистыми сланцами.

Из одиночных месторождений, расположенных вне фосфоритоносных провинций, заслуживает внимания месторождение миоценовых зернистых фосфоритов в западной части пустыни Сечура в Перу. Фосфориты образуют здесь серию пластов мощностью 1—1,5 м, в которых фосфатные зерна сгружены в диатомитовой основной массе. Эти пласты перемежаются с более мощными, сложенными также диатомитами, заключающими фосфатные зерна, но в сильно рассеянном виде.

Как видно, в фосфоритоносной толще месторождения Сечура в формационном отношении можно заметить аналог опоково-глауконитовой фосфоритоносной формации, широко развитой на Русской платформе, восточном склоне Урала, на Северном Кавказе и в других районах, где она имеет в основном третичный, точнее, палеоценовый и эоценовый возраст и, как показал Н. С. Шатский (1955), как бы сменила в геологической истории глауконито-меловую тоже фосфоритоносную формацию в основном верхнемелового возраста.

Из одиночных месторождений следует еще упомянуть так называемые островные фосфориты, скопления которых отмечаются на многих островах тропической зоны Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Наиболее крупные месторождения островных фосфоритов формируются при взаимодействии поверхностных накоплений гуано с коренным субстратом, обычно представленном карбонатами коралловых атоллов и гораздо реже породами иного состава. В результате инфильтрационно-метасоматических процессов, как правило, образуются кальциевые фосфаты, реже алюмофосфаты.

Близки в генетическом отношении к островным пещерные фосфориты. Они образуются тоже в основном в тропической зоне на дне известняковых пещер при химическом взаимодействии выделений летучих мышей с известняками и карбонатно-глинистыми породами. Область наибольшего распространения пещерных фосфоритов — Филиппины и Индонезия (Нарчемашвили, Соколов, 1963).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ФОСФОРИТОВ

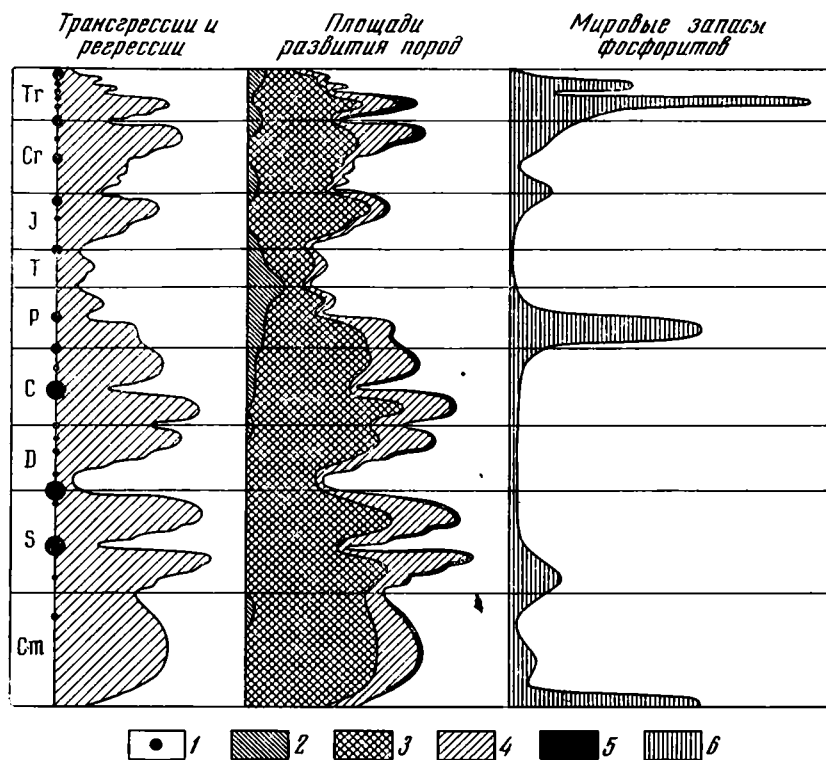
В стремлении познать закономерности размещения осадочных полезных ископаемых обычно прежде всего обращаются к их стратиграфическому размещению. Оно, кроме того, открывает путь к познанию эволюции осадконакопления, что является одной из важных проблем литологии. Для фосфоритов такой анализ мы находим во многих обобщающих работах (Гиммельфарб, 1958, 1959, 1965; Орлова, 1951; Бушинский, 1966; Красильникова, 1967, 1970 и др.).

Н. М. Страхов первым построил эпейрограмму распределения фосфоритов на геохронологической колонке, сопоставив ее с эпейрограммами для других полезных ископаемых, основных типов осадочных пород и с эпурой мировых трансгрессий для фанерозоя (Страхов, 1949).

Используя более полные данные о запасах фосфоритов, новую эпейрограмму составил Б. М. Гиммельфарб (1958). Максимумы фосфатонакопления на ней приурочены: главные — к нижней перми, палеогену и неогену, более слабые — к среднему кембрию, ордовики, к границе юры и мела и к верхнему мелу. Расположив эпюру фосфатонакоплений рядом с эпейрограммами основных типов осадочных пород и мировых трансгрессий и регрессий с обозначением 25 орогенических фаз, по Н. М. Страхову, Б. М. Гиммельфарб отметил, что фосфатонакопление во многом повторяет ход трансгрессий и развитие карбонатных пород. Следует, однако, заметить, что не меньшее число пиков эпюры трансгрессий (силур, верхний девон, нижний и верхний карбон и др.) фосфатонакоплением не сопровождалось.

Эта диаграмма Б. М. Гиммельфарба широко использована в литературе. Н. М. Страхов поместил ее в своих капитальных работах по литогенезу (Страхов, 1960, 1963), скорректировав добавлением крупного максимума фосфатонакопления на границе кембрия и докембрия (фиг. 3). Заметим, что на эпюре трансгрессий по Н. М. Страхову, этому времени соответствует резкая регрессия. Анализируя эту схему, Г. И. Бушинский в монографии о фосфоритах Азии пишет, что на ней «можно уловить известную закономерную связь фосфоритов с трансгрессиями, но, например, в перми фосфатонакопление скорее отвечает регрессии, а в сенон-палеогене согласуется с небольшими колебательными движениями» (Бушинский, 1966). Таким образом, Г. И. Бушинский по существу поставил под сомнение основную идею схемы о связи фосфоритообразования с трансгрессиями. Этот вопрос рассматривается и дискутируется уже давно (Яншин, 1964) и не на него, а на другую мало еще затронутую проблему фосфатной геологии хотелось бы обратить здесь внимание.

Для этого рассмотрим прилагаемую эпейрограмму стратиграфического размещения выделенных на карте (фиг. 2) фосфоритоносных провин-



Фиг. 3. Стратиграфическое размещение основных типов осадочных пород (Страхов, 1960, фиг. 109)

1 — фазы складкообразования; 2 — континентальные обломочные породы; 3 — морские обломочные породы; 4 — известняки; 5 — кремни, опоки; 6 — фосфориты (по Б. М. Гиммельфарбу, 1958, с дополнениями)

ций и мировых запасов фосфоритов на основе более новых данных (фиг. 4). Здесь геохронологическая колонка дана не только для фанерозоя, однако более древние подразделения показаны с искажением масштаба абсолютного возраста. Венд, три части протерозоя и архей условно показаны равными кембрию, и только цифрами дана их продолжительность по радиологическим данным (Келлер и др., 1971). Это сделано для удобства построения схемы, но следует заметить, что как раз для докембрия мы сталкиваемся с почти десятикратным несоответствием скорости осадконакопления радиологическим данным абсолютного возраста по сравнению с фанерозоем, на что обратил внимание Б. М. Келлер (1973).

На первый взгляд в нашей эпэйрограмме принципиально нового, за исключением докембрия, казалось бы ничего нет. На ней показано большинство тех же максимумов фосфатонакопления, что и на вышеотмеченных эпэйрограммах, рассматривая которые многие исследователи делают вывод о соответствующих мировых эпохах фосфатонакопления. Так, недавно идею о «всесветном проявлении древней верхнерифейско-кембрийской эпохи фосфатонакопления» высказал А. В. Ильин. В подтверждение кроме действительно крупных накоплений фосфоритов этого возраста в Азии и Австралии он указывает на пока весьма неясные по масштабу древние фосфатопоявления в Сомали, а также в Бразилии в штате Минас Жерайс, где для фосфоритов месторождения Сэдру еще не установлено, докембрийские они или ордовикские (Osoegência..., 1967). Конечно, фосфоритоносность древних толщ изучена еще очень слабо, и мы вправе ожидать выявления в них новых месторождений и

	Эра	Период	Фосфоритонасыщенные провинции							Запасы, млрд. т		
			Продолжительность	Начало	Запасы P_2O_5						P_2O_5	P_4O_{10}
					0	1	2	3	5	10		
Фанерозой	Кайнозой	Антропоген-Неоген	25	25	Восточно-Американская						1,9	7,0
		Палеоген	42	57	Аравийско-Африканская						9,8	35,7
	Мезозой	Мел	70	137	Русской платформы						0,5+1,3	5,0+6,0
		Юра	58	195							0,4	3,0
		Триас	35	230								
		Пермь	55	285	Скалистые горы						2,3	8,0
		Карбон	65	350								
	Палеозой	Девон	60	410								
		Силур	30	440								
		Ордовик	60	500								
		Кембрий	70	570	Австралийская						0,5	2,5
		Венд	110	680							3,0	16,1
Протерозой	Верхний (рифей)	920	1600	Азиатская						0,6	3,1	
	Средний	300	1900									
	Нижний	700	2600									
	Архей	900	3500							0,02	0,2	
	Итого										20,3	87,6
Месторождения вне провинций											0,6	4,2
Фосфориты											20,9	91,8
Апатиты											0,8	7,0
Всего фосфаты											21,7	98,8

Фиг. 4. Стратиграфическое размещение фосфоритонасыщенных провинций мира (составил А. С. Соколов, 1973 г.)

даже целых фосфоритонасыщенных бассейнов, однако известные на сегодня данные не могут служить достаточным основанием для утверждения о «всесветной» древней эпохе фосфатонакопления.

Анализ географического размещения фосфатонакоплений разного возраста, который позволяет сделать наша эпейрограмма (фиг. 4) в сопоставлении с картой фосфоритонасыщенных провинций мира (фиг. 2), приводит к принципиально иным выводам. Из нашей схемы отчетливо видно, что фосфатонакопления в рифее — кембрии — это только Азиатская и Австралийская провинции; в перми — это только Скалистые горы; в верхнем мелу — палеогене — это фосфориты Аравийско-Африканской провинции и частично Русской платформы; в неогене — это в основном Флорида и Северная Каролина. Таким образом, максимумы фосфатонакоплений не имеют «всесветного» характера, они не отражают собой

мировые эпохи фосфатонакопления, а локализованы, хотя и на весьма крупных, но отчетливо обособленных территориях, которые очерчены на нашей карте (фиг. 2) и которые мы предлагаем называть фосфоритоносными провинциями.

Этот вывод об отрицании мировых эпох фосфатонакопления очень хорошо увязывается с развенчанием традиционных представлений о мировых трансгрессиях и регрессиях, с которым выступил недавно А. Л. Яншин (1973). Он показал, что еще с работ Э. Зюсса, Г. Штилле, С. Бубнова, а позднее Н. М. Страхова, В. В. Белоусова и многих других идея мировых трансгрессий и регрессий признавалась незыблемой. Появившись в исторической геологии, она проникла во все ветви геологических наук, в том числе в литологию. Здесь наиболее ярко она проявилась в известных работах Л. В. Пустовалова в виде «закона периодичности осадкообразования», предусматривающего повторение последовательно-го образования главных типов осадков «после каждой мировой геологической революции» (Пустовалов, 1940, стр. 361).

А. Л. Яншин показал, что эти заблуждения — следствие экстраполяции данных по хорошо изученным Европе и Северной Америке на другие материки, по мере изучения которых выявлялась несостоятельность этого положения. Л. В. Пустовалов свой закон периодичности осадкообразования тоже обосновал и аргументировал схемой, построенной лишь для Европейской части СССР (Пустовалов, 1940, рис. 89). К сожалению, это не миновало и фосфатную геологию, где тоже нередко на локальных материалах строились обобщения глобального масштаба.

А. Л. Яншин пришел к выводу, что подобно тому как были отвергнуты всемирные фазы складчатости, не существует и так называемых мировых трансгрессий и регрессий и что историко-геологическое развитие на разных материках было различным, а приход и уход моря определялись локальными блоковыми движениями земной коры. Наши выводы по локализации фосфатонакоплений, как видно, очень хорошо соответствуют этому и могут даже служить дополнительным подтверждением широких обобщений и выводов А. Л. Яншина.

Из общих теоретических положений мы всегда стремимся извлечь конкретную помощь практическим действиям по расширению сырьевых ресурсов. Подчеркивая локальный характер разновозрастных фосфатонакоплений — фосфоритоносных провинций, следует оговориться, что, конечно, возможно и даже вероятно выявление и вне выделенных провинций новых месторождений, бассейнов и даже, может быть, новых провинций. Однако наиболее реальные перспективы увеличения ресурсов фосфатного сырья, безусловно, связаны прежде всего с недостаточно еще изученными площадями внутри выделенных провинций. В СССР такие весьма широкие перспективы открываются прежде всего в Азиатской провинции, главным образом в ее восточных районах, а это весьма удачно сочетается с задачей улучшения географического размещения наших фосфатно-сырьевых баз, на решение которой нацелены все увеличивающиеся объемы поисковых работ Министерства геологии СССР, прогнозные исследования ГИГХСа и других институтов.

ПРОГНОЗНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ РАЙОНЫ

Прогнозные исследования по фосфоритам впервые были поставлены в 1950 г. в ГИГХСе (Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья) по инициативе и под руководством Б. М. Гиммельфарба. Они базировались на известной теории генезиса фосфоритов А. В. Казакова и на таких закономерностях размещения фосфоритов, как стратиграфическая, литологическая, связь с трансгрессиями, минералого-геохимическая и др. Была разработана методика со-

ставления прогнозных карт и таковые составлены для целого ряда районов Сибири (Н. А. Красильникова, А. И. Смирнов, Ю. Ф. Шмелькова) и Казахстана (П. П. Дрожжева). По ним позднее были выявлены фосфоритовые месторождения (Гиммельфарб, 1958).

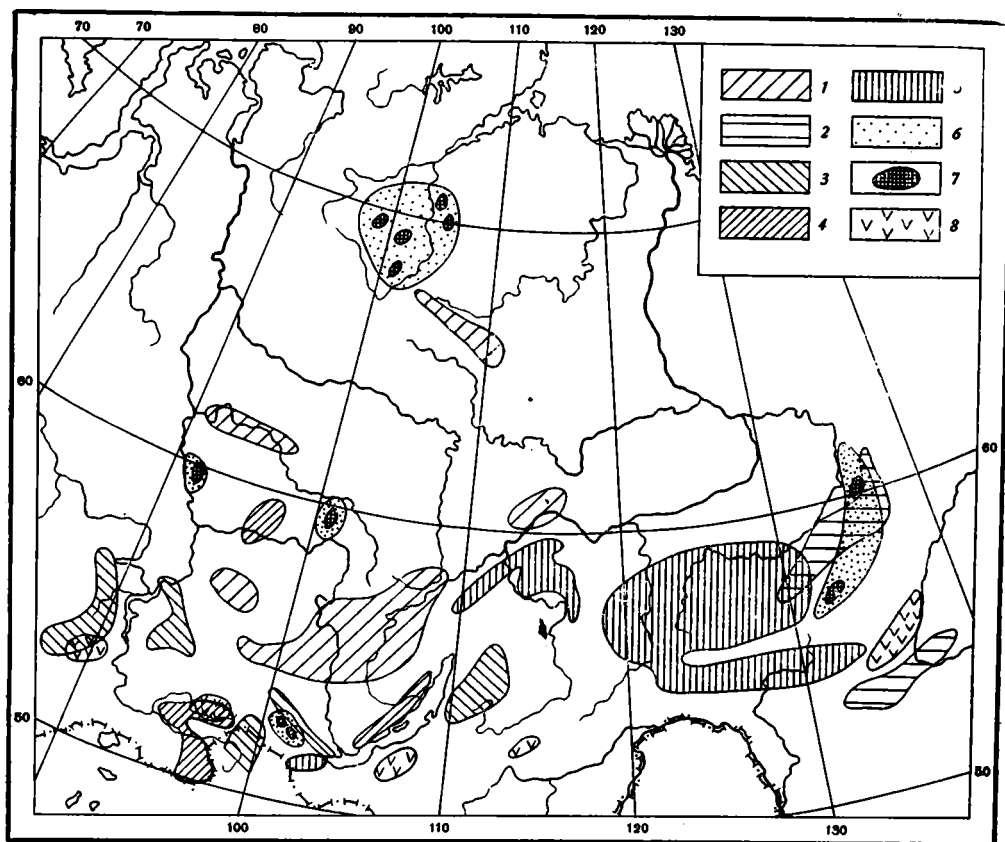
С конца 50-х годов прогнозными работами по фосфоритам начали заниматься многие другие организации — ЛОПИ, СНИИГГИМС, ВНИИГеолнеруд и др. и территориальные геологические управления. В ГИГХСе эти исследования возглавили Н. А. Красильникова, а также Б. Г. Гуревич, Ю. Ф. Шмелькова, В. З. Блисковский и др. С учетом многих новых материалов обобщения по основам и методам прогноза были даны Б. М. Гиммельфарбом (1965), а применительно к Сибири — Н. А. Красильниковой. Были существенно углублены и конкретизированы ставшие уже широко известными закономерности размещения фосфоритов как основные предпосылки для их прогноза и поисков — стратиграфическая, геотектоническая, минералогическая, геохимическая и др. Ведущей стала литологическая закономерность связи фосфоритов с определенными комплексами — фосфоритоносными формациями, которые выделялись и детализировались построением фациально-литологических и палеогеографических карт.

Одновременно и на этой базе разрабатывались методические руководства по поискам фосфоритов. Первое такое руководство было подготовлено ГИГХСом (Гиммельфарб и др., 1956). В некоторых положениях оно устарело. Поэтому в настоящее время в ГИГХСе подготовлено новое руководство. В нем много внимания кроме поисков уделено методам прогноза, так как значение прогнозных работ сейчас резко возросло.

В подготавливаемых Министерством геологии СССР новых методических указаниях о стадийности геологоразведочных работ I этап, надо полагать, будет назван съемочно-прогнозным. А поисковые работы, составляющие II этап геологоразведочных работ, следовало бы планировать и проводить только при наличии должным образом апробированных прогнозных карт и прогнозных запасов. При этом следовало бы официально определить и утвердить категории прогнозных запасов, обозначив, например, их буквой Д с подразделением на Д₁, Д₂, Д₃.

За длительный период прогнозных работ геологи ГИГХСа составили много прогнозных карт фосфоритоносности, которые охватывают большинство перспективных площадей Сибири, Дальнего Востока и других районов. Много карт составлено также территориальными геологическими управлениями и другими научно-исследовательскими институтами. Масштабы и обоснованность этих карт конечно, различны, многие районы освещены только мелкомасштабными картами. Поэтому прогнозные работы, особенно в восточных районах, должны продолжаться и усиливаться согласно долгосрочному плану этих исследований, апробированному Управлением неметаллов Министерства геологии СССР.

Выше было отмечено, что наиболее широкие перспективы выявления новых месторождений и даже фосфоритоносных бассейнов в СССР связаны с Азиатской провинцией и прежде всего с недостаточно еще опосредованными ее восточными районами. Мелкомасштабное обобщение общей прогнозной оценки перспектив фосфорито- и апатитонности Сибири и Дальнего Востока дает карто-схема на фиг. 5. Она показывает, где и в каких формациях должны проводиться работы разных этапов по выявлению новых месторождений фосфоритов и апатитов. Первоочередной интерес представляют верхнерифейско-нижнекембрийские кремнисто-карбонатные формации Ухагол-Хубсугульского и Алтае-Саянского фосфоритоносных бассейнов. Весьма перспективны кембрийские карбонатно-кремнистые формации Удско-Селемджинского бассейна и севернее в бассейне р. Май. Заслуживают дальнейшего изучения средний рифей Восточной Тувы и площади вероятного распространения ракушечных фосфоритов в среднем ордовике Сибирской платформы. На карте указа-



Фиг. 5. Схематическая прогнозная карта фосфатоносности Сибири и Дальнего Востока (составлена в ГИГХСе под руководством Н. А. Красильниковой, 1972 г.)

Площади, перспективные на фосфориты: 1 — в терригенно-карбонатной формации среднего ордовика, 2 — в терригенно-карбонатно-кремнистой формации нижнего кембрия, 3 — в карбонатно-кремнистых и терригенно-карбонатно-кремнистых формациях нижнего кембрия — верхнего рифея, 4 — в терригенно-карбонатно-кремнистой формации среднего рифея, 5 — в сильнометаморфизованной карбонатно-кремнистой формации нижнего протерозоя — архея; площади, перспективные на апатиты: 6 — области развития ультраосновных щелочных массивов; 7 — главные ультраосновные щелочные массивы с карбонатами, 8 — габброидные массивы

ны также перспективные апатитоносные карбонатитовые массивы с корами выветривания: Восточно-Саянский, группа массивов Маймеч-Котуйской области, Арбарастах и Горноозерский на Алдане.

Самую обширную перспективную площадь занимают районы возможного нахождения метаморфогенных фосфоритов (apatитов) в архей-протерозойском осадочно-метаморфическом комплексе. Это апатитоносная слюдянская свита в Прибайкалье и ее аналог — федоровская свита, очень широко развитая на Алдане и несущая в себе Селигдарское месторождение и целую группу фосфатопоявлений. Несмотря на обширность перспективных площадей, фосфатоносность этих комплексов изучена очень слабо. То же можно сказать и о ряде других районов развития древних осадочно-метаморфических комплексов.

Следует отметить, что некоторые наши ведущие исследователи фосфоритов отрицательно относятся к возможности нахождения крупных и богатых месторождений досинийского возраста и дают этому даже теоретическое толкование, обосновывая, в частности, тем, что в древние эпохи было мало органической жизни. Так, Г. И. Бушинский считает, что «богатые пласты фосфорита появляются на Земле, начиная с синия

или рифея», что «в досинийское время органическая жизнь была настолько слаба, что не могла обусловить местные высокие концентрации фосфатов» (Бушинский, 1966, стр. 47). Примерно так же о дорифейском фосфоритообразовании высказывается и Н. А. Красильникова: «Органическая жизнь только начала зарождаться. В такой обстановке вряд ли было возможно биогенное извлечение фосфата из морской воды... 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.» (Красильникова, 1967, стр. 160).

Эти утверждения представляются весьма спорными. Следует отметить, что среди фосфоритов наиболее богаты органикой самые древние. Я имею в виду рифейские или даже средне-нижнепротерозойские фосфориты нагорья Сангилен в юго-восточной Туве, которые резко обогащены графитом. Содержание углерода в них 2—9%, а в отдельных разностях — до 35%; причем наиболее богатые P_2O_5 фосфориты содержат и самое большое количество углерода (Юдин, Боровская, 1968). Весьма богаты органическим углеродом протерозойские графитоносные апатиты месторождения Сяйшун в Китае и др.

Фосфатоносность древних протерозойских толщ изучена еще очень слабо, поэтому отмеченное выше негативное решение очень важной проблемы перспектив их фосфатоносности представляется гипотетическим и, вероятно, неправильным. Оно напоминает подобные же высказывания в 30-х годах в отношении палеозоя и докембрия, сдерживая и без того недостаточные работы по определению фосфатоносности древних толщ. К тому же, поскольку фосфаты в осадочно-метаморфических комплексах представлены апатитом, их изучение часто попадает в тематику специалистов по эндогенным месторождениям, применяющих не литологические, а так называемые петрографические методы исследований, которые не могут привести к четкой оценке условий распространения фосфатоносных пород, требующей реконструкции первичной литологии осадков и фациально-палеогеографического анализа.

Здесь мы соприкасаемся с еще одной проблемой литологии, рассмотренной в упомянутом докладе А. В. Сидоренко (1972) и в ряде других его выступлений (Сидоренко, 1970, 1973), — с проблемой литологического изучения древних метаморфических толщ. Наш пример с фосфатоносностью древних осадочно-метаморфических пород Сибири — дополнительное подтверждение справедливости выводов А. В. Сидоренко о необходимости активизировать геолого-литологические исследования этих широко распространенных комплексов. Вполне возможно также, что в проблеме древнего биоса, которую А. В. Сидоренко и его последователи решают изучением углерода (Сидоренко, Св. Сидоренко, 1968; Св. Сидоренко, 1973), много интересного может дать и фосфор, занимающий в строении организмов очень важное место.

В заключение следует сказать, что в статье не ставилась задача рассмотреть все литологические проблемы фосфатной геологии. Поэтому здесь не затронуты многие весьма актуальные, но уже давно дискутируемые и освещенные в печати вопросы литогенеза фосфоритов: например, об источнике фосфора; механизм и основные факторы осаждения фосфатов и роль в этом организмов; климатические условия фосфоритообразования и его эволюция; фосфоритоносные формации, минералогическая природа фосфатов и др. В статье сделана попытка затронуть некоторые еще недостаточно освещенные вопросы, особенно те, которые свидетельствуют о важном значении литологии в решении грандиозной задачи расширения фосфатных ресурсов и которые в рамках фосфатной геологии являются составной частью минерально-сырьевого направления в литологии.

- Бейтс Р. Л. Геология неметаллических полезных ископаемых, М., «Мир», 1965.
- Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969.
- Бушинский Г. И. Биохимическая теория происхождения фосфоритов.— В кн.: Тез. докл. к семин. «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
- Гиммельфарб Б. М. Основные принципы составления прогнозных карт на фосфориты.— В кн.: Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений СССР.— В сб.: Геология месторождений горнохимического сырья. Тр. ГИГХС, М., 1959, вып. 5.
- Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритных месторождений СССР и КНР.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Гиммельфарб Б. М., Курман И. М., Окнина В. А., Смирнов А. И., Уфлянд Ц. И. Методика поисков фосфоритов. М., Госхимиздат, 1956.
- Гиммельфарб Б. М., Унанянц Т. П. Сырьевая база туковой промышленности СССР. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Джумалиев Т. Д., Киселев В. В., Королев В. А., Максумова Р. А. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне.— Тез. докл. к семин. «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР).— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2.
- Казаков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений.— Тр. НИУИФ, М., 1939, вып. 145.
- Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
- Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме.— В сб.: Геология месторождений фосфоритов. Тр. ГИГХС, М., 1962, вып. 7.
- Келлер Б. М. Сравнение скоростей осадконакопления рифей и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии.— В кн. Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
- Келлер Б. М., Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Геохронология.— БСЭ, изд. 3, 1971, т. 6.
- Красильникова Н. А. Некоторые особенности геологических условий размещения фосфоритов в Китае.— Бюл. научно-технич. инф. ОНТИ ВИМС, М., 1958, № 5 (17).
- Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Красильникова Н. А. Историко-геологическое развитие условий фосфоритообразования.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. III. М., «Наука», 1970.
- Красильникова Н. А. Геотектонические условия размещения фосфоритовых месторождений СССР.— В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М., «Недра», 1971.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит. М., 1955.
- Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран, М., ВГФ, 1972.
- Нарчешавили О. В., Соколов А. С. Пещерные фосфориты острова Ява.— Природа, 1963, № 2.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Сидоренко А. В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия.— В кн. Состояние и задачи советской литологии, т. I, М., «Наука», 1970.
- Сидоренко А. В. Некоторые научные и практические вопросы современной литологии.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6.
- Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1.
- Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Соколов А. С., Тушина А. М. Фосфатоносные породы провинции Лао Кай (Вьетнам). Бюл. научн.-техн. информ. ОНТИ ВИМС, 1959, № 5 (22).
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тушина А. М. Условия образования фосфоритов Каратау.— В сб.: Тезисы докладов к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
- Фоминский В. И. Фосфоритоносность сеномана центральной части Воронежской антеклизы.— В кн.: Генетические типы месторождений осадочных полезных ископаемых. М., «Недра», 1973.
- Хайн В. Е., Милановский Е. Е. Тектоническая карта мира.— БСЭ, изд. 3, 1972, т. 9.
- Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Юдин Н. И., Боровская И. С. Докембрийские фосфориты Тувы.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири, ч. II. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 69.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья в Сибири.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5.
- Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2.
- Cathcart J. B. Economic Geology of the Lakeland quadrangle, Florida.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1964. 1162-G, Washington.
- Cathcart J. B. Economic Geology of the Fort Meade quadrangle, Polk and Hardee counties, Florida.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1966, 1207, Washington.
- Cook P. J. Petrology and geochemistry of the phosphate deposits of Northwest Queensland, Australia.— Econ. Geol., 1972, v. 67.
- Exploration of the Bu—Craa phosphate deposit, Spanish Sahara.— Miner. Resour. Develop. Ser. U. N., 1968, № 32, 284—291.
- Fertilizer commodities (Peru).— Mineral Trade Notes, 1968, 65, № 8.
- Freas D. H. Exploration for Florida phosphate deposits.— Miner. Resour. Develop. Ser. U. N., 1968, № 32.
- Johnson H. S. Geologic activities in South Carolina during 1966.— Geol. Notes Div. Geol. State Developm. Board. S. C., 1967, 11, № 1.
- Keyser F. de. The Cambrian of the Burke River Outlier.— Australia Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics, Record 1968/67, 1968.
- Keyser F. de. On the genesis of the Georgina basin phosphorites Northwestern Queensland.— Commonwealth of Australia, Department of National Development, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Record № 1969/79, 1969.
- Keyser F. de. The phosphate-bearing cambrian formations in the Lawn Hill and Lady Annie districts, Northwestern Queensland.— Australia Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Record № 1969/147, 1969.
- Keyser F. de, Cook P. J. Geology of the Middle Cambrian phosphorites and associated sediments of Northwestern Queensland. Canberra, 1972.
- Mansfield G. R. Phosphate resources of Florida.— Geol. Surv. Bull., 1942, № 934.
- Ocorrência de fosforita no município de Abaeté, Minas Gerais.— Divisao de geologia e mineralogia. Notas preliminares e estudos. № 144, Rio de Janeiro, 1967.
- Pilkey O. H., Luternauer J. L. A North Carolina Shelf phosphate deposit of possible commercial interest.— Southeast. Geol., 1967, 8, № 1.
- Radier H. Contribution a l'etude geologique du Soudan oriental (AOF). T. II. Le Bassin cretace et tertiaire de detroit Soudanais.— Bull. Serv. geol. Prospection Miniere, Dakar, 1959, № 26.
- Redeker J. H. North Carolina phosphate concentration: Texas Gulf Sulphur Co. project.— Trans. Soc. Mining Eng. AJME, 1971, 250, № 1, 71—80.
- Salo U. J. Finland.— Mining Annu. Rev., 1972, June, 445—446.
- World survey of phosphate deposit.— The British sulphur corporation limited. London, 1971.

ГИГХС
Москва

Дата поступления
14.XI.1973

ГИАЛОКЛАСТИТЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ МИНЕРАЛЬНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

И. В. ХВОРОВА, Б. П. ГРАДУСОВ, М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

Гиалокластиты — характерные образования, связанные с подводными базальтовыми излияниями. Они широко распространены в геосинклиналях и океанах. Изучены гиалокластиты Урала и некоторых районов Тихого океана. Установлены два типа гиалокластитов: сферондный и везикулярный. Механизм и батиметрические условия их формирования различны. Для рассматриваемых пород характерно преобразование стекла в глинистые минералы, причем намечено два направления изменений: при одном преобладают смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые фазы, при другом — слюда-монтмориллонитовые.

Как известно, при подводных излияниях основных лав местами возникает большое количество обломочного материала, по структуре, объему и условиям формирования существенно отличного от обычной пирокластики explosивных вулканов. Особое внимание среди продуктов подводных эрупций привлекли к себе накопления, иногда большие, стекловатых фрагментов, пространственно и генетически связанные с шаровыми и подушечными лавами. Обломочный материал здесь возникал от разрушения мелких стекловатых сферондов и корок закала более крупных лавовых подушек. Разрушение происходило в результате растрескивания при быстром охлаждении (термический шок), а также от разрыва сферондов (подушек), когда внутреннее газовое давление в них превосходило гидростатическое.

Особенно много такого материала появлялось там, где в процессе извержения расплав поступал в виде небольших сферондов, глобуль и капель, легко превращающихся при охлаждении в стекловатые образования. Там, где лава давала более крупные подушки, возникали агломератоподобные отложения, состоящие из мелких стекловатых «корков» обломков (матрикс) и рассеянных в их массе кусков разорванных подушек.

Породы, возникшие из такого материала, А. Ритман (Rittmann, 1960) предложил называть гиалокластитами, а Д. Карлайл (Carlisle, 1963) — подушечными брекчиями и аквагенными туфами. Первое определение стало широко использоваться особенно после специального международного симпозиума, посвященного проблеме игнимбритов — гиалокластитов.

В гиалокластитовых накоплениях иногда присутствуют отторженцы эффузивных пород (Хворова, 1966), а местами и яшм местного происхождения (Furnes, 1972). Материал этот можно рассматривать как резургентный. Он свидетельствует о том, что в формировании подводной кластики определенную роль мог играть и собственно вулканический процесс с сопутствующей сейсмической активностью.

Гиалокластита не только концентрируется вблизи мест своего образования, но и разносится течениями, испытывая при этом гранулометрическую сортировку и образуя специфические слоистые накопления. Часть ее смешивается с тем или другим осадочным веществом. Так как базальтовое стекло, особенно мелко раздробленное, очень нестойко в поверхностных условиях и легко изменяется, давая материал для синтеза различных вторичных минералов, то определить его участие и даже установить присутствие в осадках не всегда просто; это особенно касается древних отложений.

В формациях, относящихся к ранним этапам развития геосинклиналей — тем этапам, которые сейчас стали определять как океанические (Пейве, 1973) и для которых так характерны подводные излияния основных лав, гиалокластиты обнаруживаются все чаще. Авторы встретили их в различных зонах Южного Урала, где наиболее широко они распространены в силуре. Гиалокластические образования, как известно, характерны и для определенных районов океанов (Bonatti, 1965; Безруков, 1971; Мурдмаа и др., 1970). Интересно было сравнить геосинклинальные (уральские) гиалокластиты с океаническими, тем более, что в нашем распоряжении имелось некоторое количество каменного материала из океана¹, и мы могли не ограничиваться при сравнении литературными сведениями.

В данной работе мы акцентируем внимание на структурных особенностях пород и минералогии глинистых продуктов, возникающих при изменении стекла. Был использован большой шлифовый материал, и в 18 образцах исследована тонкая фракция ($<0,001$ мм) с помощью рентгенодифрактометрии (7 из геосинклинальной формации и 11 из океана).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ГИАЛОКЛАСТИТЫ

На Урале, как и в других складчатых системах, гиалокластические накопления обычно определяли как агломераты или шлаковые агломераты. Действительно, внешне они похожи на них, представляя собой несортированную породу, состоящую из обломков основных эффузивных пород, плотных и миндалекаменных, беспорядочно и неравномерно рассеянных в грязно-зеленой выветренного облика связующей массе. Внимательное рассмотрение этих пород показывает, однако, что они существенно отличаются от агломератов по структуре и условиям образования и их следует относить к гиалокластитам. Среди них мы встретили два типа.

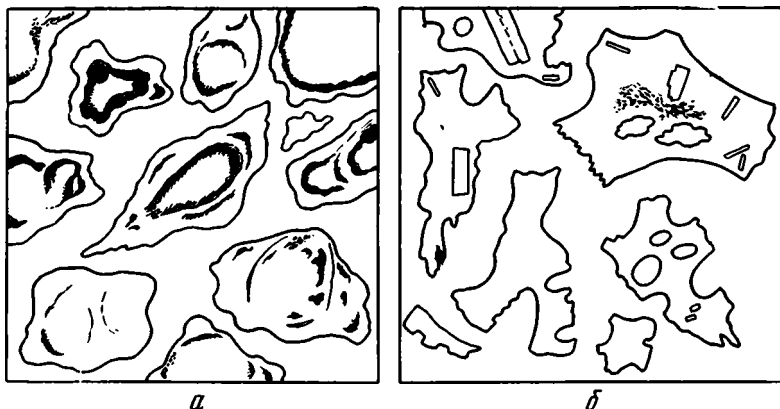
Первый тип представлен двумя разновидностями, сходными по составу, тесно связанными по условиям образования, но отличающимися структурно. Одна из них состоит из темно-зеленых и почти черных шаровидных и несколько уплощенных сфероидов со скорлуповатой отдельностью и небольшого количества обломков. Величина сфероидов 15—20 см. Заключены они в мелкообломочной грязно-зеленой массе, часто рыхлой. Другая разновидность отличается отсутствием или незначительным количеством целых сфероидов и представляет собой скопление обломков размером обычно до 2—3 см. Эти бессфероидные накопления — либо продукты переотложения и дифференциации материала первой разновидности, либо они возникли от полной фрагментации более мелких сфероидов.

Сфероиды и обломки почти полностью состоят из базальтового стекла, в разной степени измененного; лишь изредка в нем присутствуют мелкие кристаллы пироксена.

¹ Один из авторов принимал участие в Тихоокеанской экспедиции на судне «Витязь» (48-й рейс), руководимой член-кор. АН СССР П. Л. Безруковым.

В породах обеих разновидностей связующая масса одинакова. Она состоит из обломков стекла (2—3 мм и меньше) разнообразных по форме: угловатых и обтекаемых, изометричных и удлинённых (фиг. 1, а, 2). Для стекла характерна трещиноватость, иногда образующая перлитовую отдельность. Цементируются обломки вторичными минералами, чаще всего халцедоном и кальцитом, реже цеолитами, причем эти минералы местами замещают и часть обломков.

Стекло всегда в разной степени изменено, причем процесс этот проявляется в породе неравномерно. Даже в пределах одного обломка наблюдаются участки более светлого гидратированного (палагонитизация) стекла и участки темные, местами окрашенные выделениями железа и



Фиг. 1. Форма обломков связующей массы в гнаукластите первого (а) и второго (б) типа
Рисунок со шлифа, $\times$ около 30

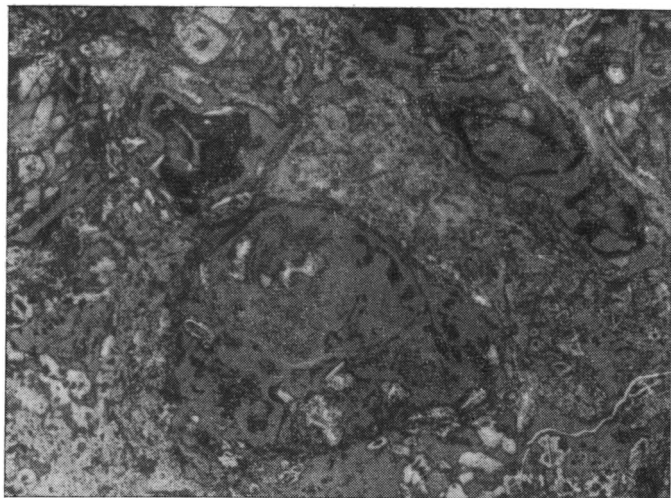
титана. Часто с изменением связано появление характерных колломорфных структур: в стекле возникают концентрические ооиды, вокруг которых начинается метельчатая (фибровая) раскristаллизация. При этом обычно формируются монтмориллонит или смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы. Дальнейшее изменение приводит почти к полному замещению стекла, причем монтмориллонит уступает место хлориту. Остатки стекла, а также связанные с ними железистые и титанистые выделения обычно сохраняются здесь в центральной части обломка или образуют в нем тонкую прерывающуюся каемку, приблизительно параллельную его контуру. Возникает текстура, близкая к концентрической. Она подчеркивается иногда соответствующим распределением идиоморфных кристаллов кварца. Остатки ожелезненного стекла сохраняются также вблизи трещин (фиг. 2, вверху справа). Подобное строение обломков указывает на то, что гидратация стекла, определившая последующие изменения, происходила после, а не до фрагментации материала.

Расмотренный тип изменения наиболее широко распространен, однако встречаются гнаукластиты с существенно иным характером вторичных преобразований. Глинистых продуктов здесь крайне мало, но интенсивно и разнообразно проявилась цеолитизация.

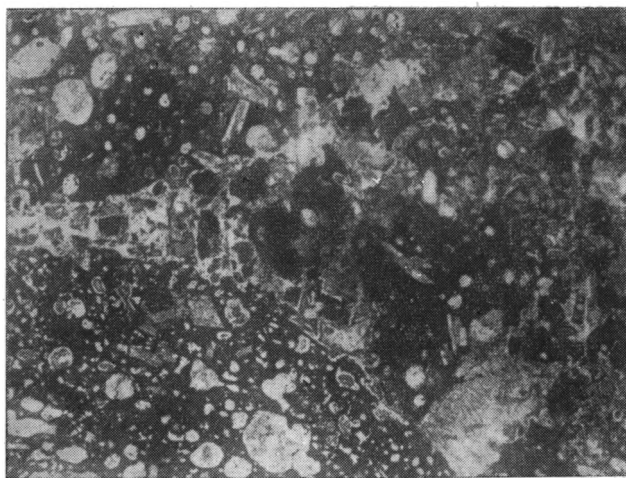
Гнаукластиты первого типа встречены в Сакмарской зоне Южного Урала среди зеленокаменного спилит-диабазового сугралинского комплекса (силур). Здесь они не имеют большого распространения и залегают выше подушечных вариолитов, среди которых есть амигдалоидные разности. Гораздо больше их в зеленокаменной зоне Южных Мугоджар, где они развиты в мугоджарской свите силура и где впервые, насколько нам известно, были определены как гнаукластиты А. А. Абдулиным

(1973). Здесь они ассоциируют с подушечными лавами, образуя среди них линзы и пачки.

Рассмотренный тип породы можно определять как сфероидный гиалокластит. Это название применимо и ко второй разновидности. Хотя целых сфероидов здесь нет, но кластика произошла от их разрушения.



Фиг. 2. Связующая масса в гиалокластите первого типа
Мугоджары, шлиф, без анализатора, $\times 20$



Фиг. 3. Связующая масса в гиалокластите второго типа
Мугоджары, шлиф, без анализатора, $\times 20$

Второй тип представлен породами, с первого взгляда похожими на описанные выше. Здесь также различаются два компонента: относительно крупные фрагменты и довольно рыхлая, выветренного облика, связующая масса. Целых «стеклянных» сфероидов с концентрической отдельностью здесь, однако, нет. Преобладают неправильные угловатые и обтекаемой формы обломки спилитов, среди которых много миндалекаменных. Крупные из них — части разорванных подушек и шаров (Хворова, 1966). Связующая масса состоит из фрагментов измененного стекла,

но отличается от таковой в гиалокластитах первого типа, во-первых, преобладанием сильнопузыристых стекол (фиг. 3), вследствие чего форма обломков здесь более прихотливая, с ячеистой поверхностью (фиг. 1, б), во-вторых, присутствием в стекле и связующей массе кристаллов плагиоклаза и пироксена, в-третьих, примесью соизмеримых с гиалокластиче-ской обломков эффузивных пород, сходных по структуре с породами круп-ных обломков. Там, где такого материала становится много, типичная гиалокластическая природа отложений исчезает и гиалокластика стано-вится второстепенным компонентом.

Стекло в породах почти полностью замещено теми же глинистыми ми-нералами, что и в сфероидных гиалокластитах. Здесь реже сохраняются реликты стекла, обычно приуроченные к внутренней части обломков. Це-ментом в связующей массе являются вторичные минералы: чаще всего кварц, иногда в сростании с хлоритом, и кальцит; меньшее значение имеет альбит. Эти минералы не только выполняя промежутки между обломками и поры в них, но также замещают отдельные фрагменты или участки последних и образуют прожилки.

Рассмотренную породу можно определить как подушечную гиало-брекцию, учитывая присутствие в ней фрагментов подушек. Если бы их не было, а это можно себе представить, ее правильнее было бы назы-вать везикулярным гиалокластитом, так как пузыристый характер стек-ла — отличительная особенность этого типа пород.

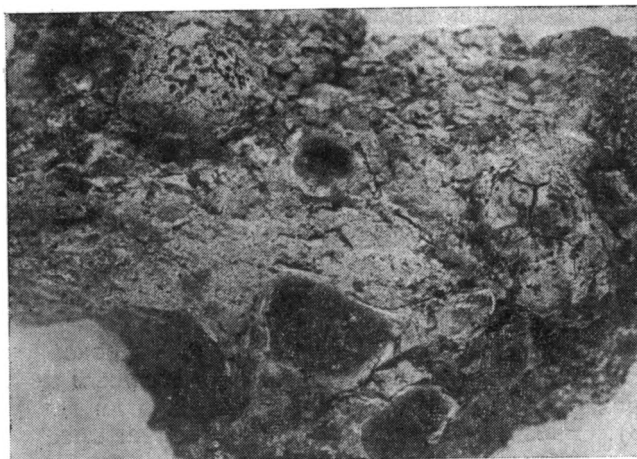
Подушечные гиалобрекции нередко встречаются среди силурийского эффузивного комплекса Сакмарской зоны. Они постоянно ассоциируют с подушечными спилитами, среди которых иногда образуют значитель-ные (20—30 м) накопления.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ГИАЛОКЛАСТИТЫ

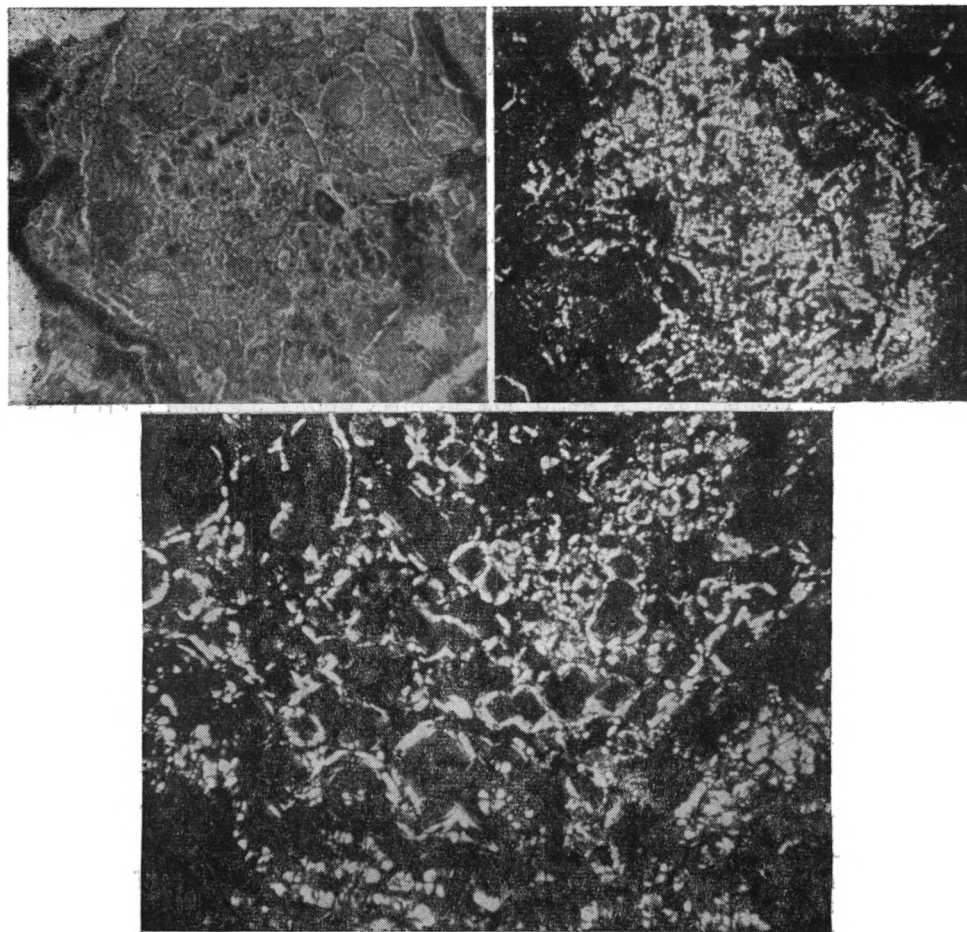
Гиалокластиты характерны для многих районов Тихого океана, где они тесно связаны с подводными излияниями базальтовых лав. Хотя изу-чены они хуже других вулканических и осадочных образований, инфор-мация о них быстро растет, и уже появилось довольно много работ, по-священных им. В нашей литературе характеристика гиалокластитов как особого продукта определенного типа вулканизма океанов дана в рабо-те И. О. Мурдмаа и др. (1970). Мы не будем повторять приводимые ими сведения и рассмотрим лишь структурные особенности и некоторые вто-ричные изменения (глинизацию) этих пород.

Океанические гиалокластиты представлены относительно грубообло-мочными разностями и более тонкими, возникшими из переотложенной гиалокластики. Среди первых, как и в геосинклинальных формациях, выделяются два типа.

Первый тип в образцах, которыми мы располагаем, представлен не-крепкой светлой с желтоватым или фисташковым оттенком породой, со-стоящей из мелких (1—10 мм) неправильных обломков, среди которых в разном количестве присутствуют комковатые или сфероидные образо-вания (1—4 см, реже меньше); сами обломки — продукты разрушения сфероидов. Форма последних шаровидная или несколько сплюснутая. В них различаются буровато-коричневое ядро из базальтового стекла, занимающее большую часть сфероида, и светлая глинизированная обо-лочка (фиг. 4). Стекло участками темное непрозрачное вследствие сег-регирования окислов железа и титана, а местами более светлое, слабо двупреломляющее гидратированное (палагонитизация). Нередко можно наблюдать тонкую концентрическую струйчатость, что свидетельствует о диффузии в коллоидной среде. В связи с такими изменениями показате-ль преломления стекла, как установили И. О. Мурдмаа и др. (1970), колеблется в широких пределах: при гидратации он снижается, при «ожелезнении» повышается, выходя в ту и другую сторону за пределы, характерные для базальтовых стекол.



Фиг. 4. Гиалокластит первого типа (сфероидный)
Южная котловина Тихого океана, глубина 3050 м, на-
туральная величина



Фиг. 5. Характер раскристаллизации глинистого вещества, развивающегося по стек-
ловатому базальтовому сфероиду
Южная котловина Тихого океана, глубина 3050 м; а — без анализатора, б, в — с ана-
лизатором; а, б — $\times 45$, в — $\times 100$

Обломки, слагающие основную массу породы, как и оболочки сферолитов, состоят из осветленного и почти полностью глинизированного стекла. Глинистое вещество представлено в основном смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми минералами и имеет характерную коллоидную структуру. Оно образует мелкие (0,05—0,2 мм) сферолиты, в ядре с беспорядочным расположением чешуек, а по периферии — с радиально-лучистым (раскристаллизованные коллоидные пленки натяжения). Такие сферолитовые агрегаты в свою очередь окаймлены многослойными концентрическими глинистыми и железисто-глинистыми оболочками (фиг. 5). Подобная структура указывает на первостепенное значение коллоидных процессов, происходивших при изменении гиалокластиков.

Породы изучены на образцах из Южной Тихоокеанской котловины, где был откартирован крупный участок со сложным подводным вулканическим рельефом, подробно охарактеризованный Н. С. Скорняковой и др. (1973). С возвышенностей и у их подножия вместе с гиалокластитами были собраны образцы разнообразных основных эффузивных пород, среди которых есть гиалобазальты и вариолиты. Гиалокластиты встречаются в виде мелких и крупных обломков. Здесь была поднята уникальная глыба гиалокластита ($1 \times 0,79 \times 0,48$ м), окруженная со всех сторон рудной коркой. По-видимому, на данном участке имело место дробление пород в результате тектонических и вулканических процессов, причем оно предшествовало рудообразованию.

Рассмотренные породы по структуре сходны с первым (сфероидным) типом геосинклинальных гиалокластиков.

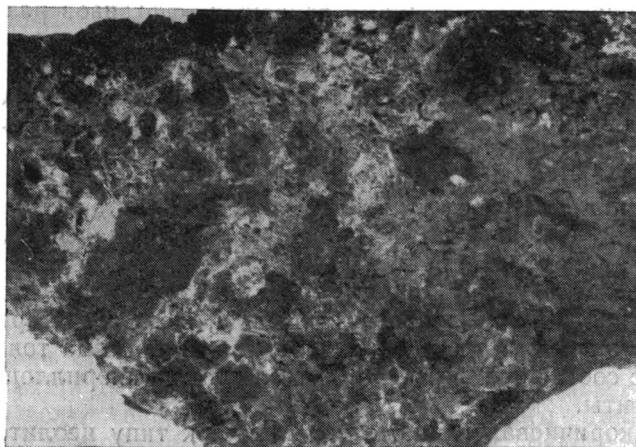
Второй тип тоже представлен некрепкой выветренного облика породой, бурой или фиолетово-зеленой, часто пятнистой (фиг. 6). От ранее рассмотренной она отличается формой обломков: они угловатые, часто довольно причудливой формы, нередко с характерной ячеистой поверхностью (фиг. 7); сфероиды отсутствуют. Состоят обломки из пузыристого стекла. Размер их от долей миллиметра до 2—3 см. Стекло всегда в той или иной степени изменено; иногда оно только палагонитизировано, и в нем различаются редкие кристаллы плагиоклаза и измененных темноцветных минералов; в других случаях оно почти полностью глинизировано (состав глинистых минералов тот же, что в сфероидных гиалокластитах). Поры даже в мало измененных образцах выстланы тонкими одно- или многослойными крустификационными глинистыми корочками, которые часто покрывают и поверхность обломков. Иногда внутренняя часть пор заполнена цеолитом. Связующая масса необильна и образована либо глинистым веществом с коллоидной структурой, либо цеолитом, кальцитом и фосфатом. Все эти минералы развиты не только в связующей массе, но образуют также жилки, секущие обломки, т. е. это более поздние образования.

По структуре породы сходны с геосинклинальными везикулярными гиалокластитами (сравните фиг. 3 и 7).

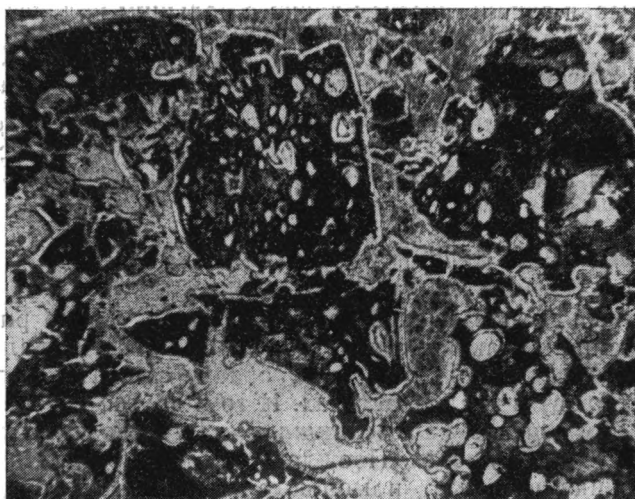
Рассмотренные образования широко распространены в районе подводных Срединно-Тихоокеанских гор, откуда вместе с ними были подняты обломки базальтов с гиалоофитовой структурой и крупными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Гиалокластиты приурочены к ядрам железомарганцевых конкреций, но встречаются и в виде крупных глыб с рудной коркой, при этом они нередко фосфатизованы (Безруков и др., 1969; Безруков, 1971).

Среди гиалокластиков на материале третичных отложений Сицилии был выделен особый тип (Ноппогец, 1963), представленный слоистыми породами, образованными переотложенной и гранулометрически дифференцированной гиалокластикой. Он встречается и в океане. Ниже дана характеристика тонкообломочных пород этого типа.

Тонкозернистые гиалокластиты светлые песчаниковидные, либо грязно-бежевые с коричневатым оттенком, внешне похожие на глину. Главный породообразующий элемент — причудливые осколки и неправильные комочки в разной степени разложившегося базальтового стекла.



Фиг. 6. Гиалокластит второго типа
Срединно-Тихоокеанские горы, глубина 1630 м, натуральная величина



Фиг. 7. Гиалокластит второго типа (везикулярный)
Срединно-Тихоокеанские горы, глубина 1700 — 1900 м,
шлиф, без анализатора, $\times 45$

Размер их от образца к образцу варьирует, в изученных пробах он алевроитовый: 0,075—0,1 и 0,03—0,05 мм. Такую породу можно определять и как гиалокластогенный алевролит. В подчиненном количестве присутствуют кристаллы плагиоклаза, их обломки и кусочки пемзового стекла; иногда много цеолитов (клиноптилолит, гейландит, анальцит), приуроченных к поровым пространствам и прожилкам. Многие обломки стекла в той или иной степени глинизированы, причем даже в пределах одного шлифа можно наблюдать неоднородное, пятнистое проявление этого процесса. Глинизация особенно интенсивна по периферии обломков (гли-

нистые рубашки). В составе глинистого вещества преобладают смешанослойные слюда-монтмориллонитовые минералы и в незначительном количестве присутствует хлорит.

Тонкозернистые гиалокластиты часто входят в состав слоистых пачек, где чередуются с вулканогенно-обломочными псаммитовыми породами. Последние образованы обломками основных эффузивов разной структуры, шлаком, кристаллокластами (плагиоклазы, пироксены, оливины) и фрагментами пузыристого базальтового стекла, иногда глинизированного, сходного с тем, которое слагает гиалокластические брекчии.

Такие отложения встречены в желобе Тонга и на склонах возвышенностей Срединно-Тихоокеанских гор.

В районах развития эффузивных пород и гиалокластитов были взяты для изучения тонкой фракции три образца пелитовых осадков.

1. Светло-желтая мучнистая порода, чередующаяся с гиалокластитом песчано-алевритовой размерности. Порода эта представляет собой сложный агрегат глины, тонкораскристаллизованного кремнезема и мельчайших частиц разложившегося стекла, в массе которых много остатков диатомей и радиолярий. Выделенная из образца тонкая фракция имеет тот же состав (смешанослойный слюда-монтмориллонитовый), что и гиалокластиты.

2. Темно-коричневая глина, относящаяся к типу цеолитовой эвпелагической по классификации Н. С. Скорняковой и И. О. Мурдмаа (1968). Она имеет тот же минеральный состав, что и гиалокластиты (смешанослойный слюда-монтмориллонит), но здесь, кроме того, в виде слоев присутствуют железистая гидрослюда и хлорит-монтмориллонитовые образования.

3. Коричневая эвпелагическая глина с большим количеством мелкого костного детрита и мелких дендритовидных железомарганцевых конкреций. Глина поднята тралом вместе с кусками гиалобазальта и вариолита. Минеральный состав тонкой фракции глины отличен от такового других образцов, он полимиктовый — преобладает монтмориллонит, но присутствует и гидрослюда; в незначительном количестве есть смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Приведенный выше фактический материал удобно рассмотреть в двух направлениях: каковы структурные особенности гиалокластитов и чем они определяются; каково формирование слоистых силикатов (глинистых минералов) в гиалокластитах. И то и другое интересно выяснить в сравнительном аспекте: на геосинклинальных и океанических примерах.

Структурные особенности. Прежде всего можно констатировать, что древние геосинклинальные и молодые океанические гиалокластиты структурно очень сходны; и там и тут встречены два их типа: сфероидный и везикулярный. Обособление этих типов, по-видимому, определяется механизмом формирования (что в свою очередь зависит от состояния расплава) и батиметрической обстановкой.

Первый тип связан с грануляцией горячего расплава при соприкосновении с водой. В процессе излияния возникают лавовые капли и небольшие сфероиды, которые быстро и целиком превращаются при охлаждении в стекловатые образования. Кластика формируется в результате «термического шока». Характерно, что стекла здесь плотные и что кристаллической фракции в отложениях почти нет; если она появляется в небольшом количестве, то в стеклах отмечается присутствие редких пор.

Формирование гиалокластитов второго типа связано с расплавами, богатыми летучими компонентами, и с излияниями, которые сопровождаются образованием подушечных лав. В воде подушки покрываются

стекловатыми корками закала. По мере охлаждения и формирования в расплаве кристаллической фазы давление внутри подушек растет, и если превосходит гидростатическое, они взрываются, давая крупные и мелкие обломки. Среди них присутствуют не только стекла, но также кристаллы и различно раскристаллизованные литокласты, часто пузыристые. Здесь гиалокластика двоякого происхождения: «термального» (охлаждение и контракция корок закала) и «взрывного» (продукты разрушения стекловатых частей подушек при их разрыве. Очевидно, когда внутреннее давление газа было недостаточным для преодоления внешнего, образовывались обычные подушечные лавы; гиалокластического материала при этом было мало, он возникал лишь от термического разрушения корок, выполняя промежутки между подушками.

На образование того или иного типа гиалокластитов влияет батиметрия. Установлена зависимость между содержанием пузырей в подушках и глубиной бассейна (Moore, 1965). Там, где глубина большая (около 4 км), летучие остаются растворенными в лаве и амигдалоидные разности не возникают. Это, очевидно, сказывается и на формировании кластики, которая здесь имеет преимущественно термальное происхождение, и ее немного. На относительно небольших глубинах лавы обычно амигдалоидные, и вследствие меньшего гидростатического давления больше возможности для образования взрывной подушечной кластики.

Глинистые продукты преобразования гиалокластитов. Как мы видели, один из главных процессов преобразования гиалокластитов — формирование глинистых минералов. Они возникают непосредственно по стеклу и в промежутках между обломками, часто образуя крустификационные корочки на них. Глинистые продукты здесь, несомненно, аутигенные. Для определения глинистых минералов и их структурных особенностей была исследована с помощью рентгенодифрактометрического метода фракция $<0,001$ мм. Анализ смешанослойных образований исключал метод прямой расшифровки рентгеновских данных в модификации Ю. С. Дьяконова (1962, 1964).

В гиалокластитах Южного Урала обнаружены: триоктаэдрические хлориты, хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования с различным содержанием монтмориллонитовых пакетов и монтмориллонит. Набухающий пакет смешанослойных образований идентифицирован как монтмориллонитовый по реакции на магний и глицерин (наличие структурного набухания).

Сфероидные гиалокластиты из Мугоджар дали серию минералов: монтмориллонит — хлорит-монтмориллонит — хлорит, отражающую степень преобразования пород.

Монтмориллонит (фиг. 8, обр. 129) характеризуется сильными по интенсивности рефлексами от (002) и (005), максимумы же от (003) и (004) очень слабые. Это позволяет предполагать, что в структуре минерала имеется железо. Минерал, таким образом, не может быть полным аналогом сапонита, хотя и имеет d_{060} , близкое таковому триоктаэдрических монтмориллонитов.

Хлориты, судя по соотношению интенсивностей базальных рефлексов и межплоскостным расстояниям рефлекса от (060) 1,54 Å, относятся к триоктаэдрическим железистомагнезиальным. Обычно наряду с ними имеется в небольшом количестве смешанослойная хлорит-монтмориллонитовая фаза или хлорит с несовершенными прослойками ($d_{001} \approx 13,8$ Å), а также плавный спад интенсивности со стороны отражений больших углов. Смешанослойное образование состоит из пакетов А высотой 14 Å (хлоритовый) и В высотой 17 Å (монтмориллонитовый с двумя слоями молекул этиленгликоля). По наличию максимума на рентгенограммах при 30—32 Å, а также интенсивных пиков при $z=31$ Å на трансформанте чередование пакетов имеет выраженную тенденцию к упорядоченности по

выми смешанослойными образованиями с количеством монтмориллонитовых пакетов $\leq 30\%$.

В целом глинистый материал силурийских гиалокластитов характеризуется следующими общими чертами: высокой степенью окристаллизованности (даже когда кристаллическая фаза мала) и присутствием упорядоченных в той или иной мере смешанослойных образований.

В гиалокластитах Тихого океана качественный минералогический состав, количественные соотношения глинистых минералов, а также структурные особенности преобладающего минерала во всех образцах близки (фиг. 8). По некоторым из этих признаков исключение составляют лишь фракции из двух образцов: тонкозернистого гиалокластита и базальта из ядра конкреции.

Во фракциях установлены: смешанослойные неупорядоченные слюда-монтмориллонитовые образования (резко преобладают), гидрослюда и триоктаэдрический хлорит. По методике П. Е. Бискаия (Biscaye, 1964) устанавливается, что 17—18 Å-монтмориллонитовый компонент составляет более 80—90%, 10 Å-слюдистый — около 10% и менее, 7 Å-хлоритовый — меньше 5%. Во фракции из базальтового ядра конкреций содержание хлорита несколько выше.

Сравнение с данными всех имеющихся обобщений по составу глинистого материала (фракции $<0,001$ мм или $<0,002$ мм) тех районов Тихого океана, откуда взяты исследованные нами образцы (Ратеев и др., 1966; Ратеев, 1971; Горбунова, 1970; Griffin et al., 1968), показывает, что аутигенный глинистый материал гиалокластитов существенно обогащен монтмориллонитовым компонентом. Содержание всех других глинистых минералов соответственно снижено.

Монтмориллонитовый компонент в гиалокластитах представлен пакетом смешанослойных слюда-монтмориллонитовых образований. На фиг. 9 помещен один из графиков функции $\varphi'(z)$ для такого образования. Как видно, в его состав входят: пакеты (А) высотой 10 Å, которые могут быть проинтерпретированы как слюдистые, и пакеты (В) высотой 17,5 Å, соответствующие монтмориллонитовым с двумя слоями молекул глицерина в межслоевом промежутке. Пакеты последнего типа преобладают (около 60%). Отсутствие на графиках $\varphi'(z)$ центров симметрии свидетельствует о неупорядоченном чередовании пакетов.

В воздушно-сухом состоянии и при насыщении полярными жидкостями (глицерин, этиленгликоль) рефлексy смешанослойных минералов слабые, широкие и асимметричные. Это обусловлено сильно меняющейся по отдельным кристаллитам нормой переслаивания пакетов и, по-видимому, низкой степенью совершенства структуры. Особенно сильно норма переслаивания изменяется во фракции из образца тонкозернистого гиалокластита.

По характеру заселений октаэдрических сеток большинство смешанослойных образований относится к диоктаэдрическим с высоким содержанием железа: $d_{060} = 1,505—1,51$ Å. На рентгенограммах неориентированных препаратов фракции из одного образца имеются два слабоборазрежающихся максимума: при 1,51 и 1,49 Å (меньшей интенсивности). Наконец, в двух образцах наблюдается широкий рефлекс от (060) в пределах 1,49 Å.

В отличие от силурийских гиалокластитов глинистый материал гиалокластиков Тихого океана характеризуется низкой степенью окристаллизованности и господством неупорядоченных смешанослойных образований, норма переслаивания пакетов в которых изменяется в широких пределах.

По неупорядоченному чередованию пакетов, наличию высокожелезистых диоктаэдрических разностей и низкой степени совершенства структуры смешанослойные образования гиалокластитов Тихого океа-

на близки образованиям гидротермальной зоны месторождения Саригюх (Ратеев и др., 1973). Там же были установлены и постепенные переходные формы от более железистых разностей к магний-алюминиевым (собственно монтмориллонитовым). Очевидно, в изменении океанических гналокластитов большую, если не основную, роль играли гидротермальные процессы. Такой вывод хорошо согласуется с данными о широком проявлении подводной гидротермальной деятельности в ряде районов Тихого океана, в том числе и тех, где взяты изученные образцы (Скорнякова и др., 1973).

Мы видели, что глинистые минералы, развивающиеся *in situ* по гналокластитам, свойственны также их тонкозернистым переотложенным разностям и некоторым эпелагическим глинам. Очевидно, детальное исследование минерального состава океанических глин и сравнение с таковым гналокластитов может дать ключ к выяснению роли вулканогенного материала в глинообразовании океанов.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в изученных образцах океанических и геосинклинальных гналокластитов глинистые минералы разные: в первом случае преобладают слюда-монтмориллонитовые фазы, во втором — хлорит-монтмориллонитовые. Это нельзя объяснить интенсивностью изменения вследствие разного возраста объектов, роль которого, по-видимому, сводится лишь к упомянутым отличиям в степени окристаллизованности глинистых минералов и в структурных особенностях смешанослойных фаз. Очевидно, существуют две независимые линии изменения, причем их нельзя рассматривать в аспекте геосинклинальный и океанический типы. Как показали исследования океанологов (Скорнякова и др., 1973), в океанах при гидротермальной подводной деятельности могут формироваться и хлорит-монтмориллонитовые образования. Возможно, на разный ход процесса оказывают влияние состояние и некоторые различия в составе расплава или гидротерм. В этой связи характерно, что в изученных геосинклинальных и океанических образцах различен набор не только глинистых, но и других вторичных минералов. В первом случае отмечаются интенсивное окремнение и кальцитизация, а во втором — цеолитизация и фосфатизация.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А. Геология Мугуджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). «Наука», Алма-Ата, 1973.
- Безруков П. Л. Геологическое строение и минеральные ресурсы дна Тихого океана. — Вестн. АН СССР, 1971, № 5.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфорит на дне центральной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана. — В кн.: Тихий океан, кн. 1. М., «Наука», 1970.
- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье. — Рентгенография минерального сырья, 1962, вып. 1.
- Дьяконов Ю. С. Рентгенографическое определение смешанослойных минералов (гидроботиотитов), промежуточных между биотитом и вермикулитом. — Рентгенография минерального сырья, 1964, вып. 4.
- Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. М. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, ЦК КП Грузии, 1970.
- Пейвее А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.
- Ратеев М. А. Современные представления о закономерностях распространения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — В кн.: История мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.

- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н.* Гидротермальная аргиллизация верхнеантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянская ССР).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О.* Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И.* Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Хворова И. В.* О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean.— Ph. D. Thesis, Yale University, 1964.
- Bonatti E.* Palagonite, Hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the Ocean.— Bull. volcanol., 1965, XXVIII, b. V.
- Carlisle D.* Pillow breccias and their agnogenetuffs, Qudra Island, British Columbia.— J. Geol., 1963, v. 71, No. 1.
- Furnes H.* Meta-hyaloclastite breccias associated with ordovician pillow lavas in the Solund area, west Norway.— Norsk geol. tidsskr., 1972, v. 52, No. 4.
- Griffin J., Windom H., Goldberg E.* The distribution of clay minerals in the World ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15.
- Honnorez J.* Sur l'origine des hyaloclastites (Note preliminaire).— Bull. volcanol., 1963, XXV, B. V.
- Moore J. G.* Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.— Amer. J. Sci., 1965.
- Rittmann A.* Vulcane und ihre Tätigkeit. 1960.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
20.X.1973

ХРОНИКА

УДК 552.5:551.71/72

Х ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ: ЛИТОЛОГИЯ И ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

О. М. РОЗЕН

Х Всесоюзное литологическое совещание подвело итог исследований литологии и осадочной геологии докембрия за 10 лет, которые прошли со времени первого рабочего совещания по литологии докембрия, состоявшегося в Петрозаводске в 1963 г.

Тезисы 184 докладов были опубликованы к началу совещания¹. В работе совещания приняли участие представители от 83 организаций и учреждений АН СССР, союзных и союзно-республиканских министерств, высших учебных заведений, а также 12 зарубежных специалистов из Болгарии, Венгрии, ГДР, Монголии, Польши, Чехословакии и Финляндии. Общее число участников — около 700 человек. Они заслушали 100 докладов на пленарных и секционных заседаниях. В дискуссиях выступило 115 человек.

Совещание открыл председатель оргкомитета министр геологии СССР акад. А. В. Сидоренко. Он отметил, что осадочная геология докембрия — новое большое научное направление, в основе которого лежит стремление познать осадочные породы, процессы их формирования и преобразования, определявшие становление докембрийского цоколя земной коры, и на этой основе понять сложные вопросы металлогении и генезиса углеводородов в земной коре. Особое значение здесь принадлежит изучению органического вещества и ранних форм проявления жизни. Познание осадочной геологии докембрия на основе единого историко-геологического принципа исследования процесса развития земной коры открывает новые возможности выяснения эволюции геологических процессов и в первую очередь эволюции осадконакопления в истории Земли.

Рассматривая общие вопросы соотношения литогенеза и процессов вулканизма в докембрии, акад. Г. С. Дзоцендзе отметил, что прогресс в изучении литологии докембрия позволяет более отчетливо выделить и представить характер докембрийского вулканизма, в развитии которого от архея до палеозоя не удается подметить каких-либо значительных изменений. Влияние вулканизма на литогенез в основном ограничивается накоплением туффов, граувакк, сказывается в обогащении осадков кремнеземом и железом.

Основным аспектам периодизации геологической истории Земли и методологии радиологических определений возраста докембрийских горных пород посвятил свой доклад А. И. Тугаринов. К. О. Кратц в своем

¹ «Литология и осадочная геология докембрия». Х Всесоюзное литологическое совещание 16—19 апреля 1973 г. Тезисы докладов. Копировально-Картографическое предприятие ВГФ, Москва, 1973.

докладе об униформитаризме и основном принципе геологии рассмотрел в историческом аспекте основы сопоставлений гетерогенных процессов, протекавших в разные этапы развития земной коры. Б. М. Келлер показал несоответствие представлений о скорости геологических процессов и изотопных данных, о времени их протекания, назвав это несоответствие «загадкой радиоактивных часов Земли».

Широко и подробно обсуждались проблемы геологии и литологии докембрийских осадочных отложений — метаморфизованных в разной степени и не затронутых процессами метаморфизма. Типы и особенности эволюции литогенеза и осадочных формаций рассмотрены в докладах А. В. Соколова и Т. В. Билибиной (с соавторами). О. И. Лунева показала, что накопленный к настоящему времени материал позволяет проводить палеогеографические реконструкции докембрия, и сформулировала принципы таких реконструкций. В сообщениях А. С. Карякина, Ю. П. Казанского, Л. Н. Бельковой, Г. Б. Гиммельфарба, В. К. Головенка, Л. И. Филатовой, И. В. Белькова и др., посвятивших свои доклады определенным типам осадочных образований докембрия (корам выветривания, конгломератам, песчаникам, глинистым, карбонатным и другим отложениям), было показано, что в самых различных доступных изучению интервалах возраста и степенях метаморфизма наблюдаются известные в фанерозое главные типы осадочных пород и связанных с их накоплением процессов.

В условиях глубокого метаморфизма ряд методов исследования приобретает особое значение, в том числе: изучение реликтовых структур и текстур исходных осадочных пород, исследование обломочных акцессорных минералов, выявление седиментационных макроструктур и текстур с помощью аэрометодов, математические методы при корреляции отложений. Эти вопросы были рассмотрены в докладах Т. В. Немовой, Г. Л. Горощенко, Н. П. Щербака с соавторами, С. А. Сидоренко, Е. Е. Федорова, Г. И. Леонтьева и др.

Геохимические исследования в литологии и осадочной геологии докембрия обсуждались в нескольких различных аспектах. Основные принципы понимания процессов метаморфизма были рассмотрены в докладе А. В. Сидоренко и О. И. Луневой.

Кристаллохимические особенности минералов при переходе осадочных пород в метаморфические были показаны в докладе А. Г. Коссовской с соавторами. Общие вопросы формационного изучения метаморфических пород на основе исходного петрохимического состава отложений рассмотрел А. А. Маракушев.

Геохимическим условиям выветривания и осадконакопления в докембрии, путем и методом их исследования посвятил свой доклад В. А. Теняков, который рассмотрел совокупность данных, указывающих в целом на то, что основные факторы гипергенеза на всей обозримой истории Земли были достаточно близкими. Анализ условий осадконакопления на основе геохимических данных для глинистых, карбонатных и других пород докембрия были посвящены доклады В. И. Виноградова, Н. А. Созинова, А. Г. Зайцева, О. В. Горбачева и др., которые показали, что использование методов выявления условий осадконакопления, применяемых для метаморфизованных фанерозойских отложений, оказываются при определенных условиях достаточно эффективным и в исследовании кристаллического докембрия.

Рассмотрению предпосылок диагностики первичной природы и условий осадконакопления метаморфических комплексов был посвящен доклад О. М. Розена, в котором показано, что основа подобных геологогенетических исследований — сопоставление кристаллических пород докембрия и метаморфизованных отложений фанерозоя, причем дискретным выражением таких сопоставлений является изучение реальных метаморфизованных пород — аналогов или эквивалентов кристалли-

ческих сланцев. Восстановлению первичной природы метаморфических пород различными методами были посвящены доклады Ю. К. Буркова, И. В. Давиденко, Л. Б. Белоножко, В. В. Закруткина, К. А. Жук-Почекутова и др., базировавшиеся на петрохимических и геохимических критериях.

Проблема сохранности химического состава горных пород при метаморфизме, признаки и условия изохимического метаморфизма обсуждались в коллективных докладах, прочитанных В. Я. Хильтовой, Б. О. Шкандрием, В. А. Глебовицким, В. И. Кицулом. Совокупность изложенных данных позволяет сделать вывод о химически консервативном характере регионального метаморфизма в типичных условиях его проявления.

Значение изотопных методов для решения проблем осадочной геологии докембрия было рассмотрено в докладе Ю. А. Борщевского. Опыт анализа изотопных соотношений кислорода (доклады Е. И. Донцовой, С. Л. Борисовой), свинца и серы (коллективные доклады, зачитанные С. Ф. Карпенко и Л. Н. Гриненко) показывает высокую эффективность этих исследований для генетического изучения процессов породообразования в докембрии.

Экспериментальное моделирование процессов метаморфизма осадочных пород было предметом обсуждения в докладе И. Г. Ганеева и других исследователей и в выступлениях. Впервые удалось показать возможность образования амфиболитовых и эклогитовых минеральных ассоциаций из естественных осадочных отложений.

На совещании активно обсуждались проблемы изучения органического вещества и остатков организмов в докембрии. В докладе Св. А. Сидоренко были рассмотрены соотношения органического вещества и биогенных факторов с процессами докембрийского осадконакопления. Вопросам литологии и формационного изучения шунгитовых, углеродистых и других подобных толщ докембрия были посвящены коллективные доклады, с которыми выступили О. М. Розен, Ю. К. Калинин, Л. П. Галдобина, Т. А. Лапинская. Было показано, что эти толщи в докембрии отличаются определенной геологической индивидуальностью и поддаются формационному исследованию. Разнообразные типы биофоссилий и их роль в литогенезе рассматривались в докладах, прочитанных В. Е. Мильштейном, В. Е. Забродным, А. С. Лопухиным, С. Н. Серебряковым, А. А. Савельевым, В. В. Макарихиным, которые показали, что не только в морских, но и в континентальных условиях живые организмы были активным фактором формирования осадочных пород. Глобальные периодические изменения, выявленные в изотопном составе углерода докембрийских и фанерозойских отложений, были охарактеризованы в докладе Э. М. Галимова, А. А. Мигдисова, А. Б. Ронова. Геохимическим особенностям органического вещества были посвящены доклады Т. В. Дроздовой, В. Ф. Волынца, И. З. Сергиенко и др.

Особое направление в этой области, как было показано в докладе Н. Б. Вассоевича с соавторами, составляют вопросы нефтегазоносности. Они были рассмотрены в докладах О. В. Барташевич и др., Е. Г. Журавлева, Е. С. Ларской и др., которые охарактеризовали достаточно широкое развитие нефтепроявлений в позднедокембрийских отложениях чехла древних платформ.

Обсуждение вопросов металлогении осадочных и метаморфических комплексов докембрия явилось одним из наиболее существенных направлений совещания. В докладах Я. Н. Белевцева и Д. П. Сердюченко была показана важная роль процессов седиментогенеза в создании осадочных и метаморфогенных месторождений полезных ископаемых докембрия. В. М. Попов посвятил свой доклад стратиформным месторождениям докембрия. В серии докладов был охарактеризован докембрийский рудогенез в связи с различными экзогенными процессами: формированием кор выветривания, накоплением рудоносных конгломератов и руд в раз-

ных типах осадков древних бассейнов — доклады В. В. Буркова, Ю. Г. Попова с соавторами, В. М. Моралева, Л. К. Дементьева с соавторами, А. В. Ильина, Н. А. Корнилова, А. М. Заседателя и др. Роль углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия была охарактеризована в докладе Д. П. Сердюченко и Н. А. Созинова. В докладах Ю. М. Соколова с соавторами и В. Г. Кушева было показано, что первично-осадочные толщи докембрия — потенциальные источники флюидов и вещества рудных метасоматитов и разнообразных месторождений полезных ископаемых, возникающих в процессе метаморфизма.

Академик А. П. Виноградов, выступая на заключительном пленарном заседании, отметил, что в докембрии таится еще много неизученного. Поставленные перед исследователями задачи могут быть решены современными средствами; известные нам геологические процессы всегда имели место, хотя их масштабы и интенсивность были различные, а субстрат менялся во времени. Существенный момент — возникновение жизни и появление кислорода в атмосфере. Для обсуждаемых исследований, подчеркнул акад. А. П. Виноградов, необходим арсенал самых современных приборов и методов, используемых сейчас в физике и химии.

Важность изучения осадконакопления в докембрии для познания истории Земли и эволюции геологических процессов подчеркнул акад. А. Л. Яншин.

О геологических особенностях Богемского массива и перспективах его исследования сообщили М. Сук и В. Холоупский (ЧССР).

Закрывая совещание, акад. А. В. Сидоренко подчеркнул, что оно было плодотворным. Заслушанные доклады, прошедшие обсуждения и принятое решение составят хорошую основу дальнейших исследований и позволят Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР и ее секции литологии и осадочной геологии докембрия конкретизировать и целенаправленно развивать исследования древнейших осадочных комплексов земной коры.

ВИМС
Москва

Дата поступления
3.XII.1973

РЕШЕНИЕ X ВСЕСОЮЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

16—19 апреля 1973 г. в г. Москве Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР совместно с ГИН АН СССР и ВИМС Мингео СССР проведено очередное X Всесоюзное литологическое совещание, посвященное проблемам литологии и осадочной геологии докембрия.

В работе совещания приняли участие представители более 80 научных, производственных организаций и вузов страны. На пленарных заседаниях и заседаниях четырех секций («Литологические исследования докембрийских отложений», «Органическое вещество и остатки организмов в докембрии», «Геохимические и изотопные исследования метаморфических пород докембрия», «Металлогения докембрийских отложений») заслушано и обсуждено 100 докладов.

Совещание рассмотрело вопросы литологии и первичной природы осадочно-метаморфических пород, методы их исследования, особенности докембрийского выветривания и осадконакопления, распространение остатков органического вещества в докембрии и его роль в процессах древнейшего пороодо- и рудообразования, а также основные этапы эволюции экзогенных процессов, вопросы осадочно-метаморфической металлогении, проблемы абсолютной геохронологии и периодизации докембрийской истории развития земной коры.

Совещание отметило, что с начала 60-х годов в СССР возникло, оформилось и интенсивно развивалось по существу новое научное направление — осадочная геология докембрия, которое раскрывает экзогенные процессы породо- и рудообразования на древнейшем отрезке геологической истории Земли. Теоретическая и практическая важность этого научного направления определялась твердо установленным к тому времени фактом преобладающего развития в докембрии экзогенных образований и подчиненности им интрузивных комплексов. Этот вывод имеет принципиальное значение для понимания совокупности геологических явлений в архее, протерозое и фанерозое как единого в своей главной сущности эволюционного процесса развития земной коры. Признание принципа эволюционно усложняющегося единства геологических процессов в докембрии и фанерозое имеет также большое методологическое значение для изучения докембрия.

За прошедшее время проблемам литологии и осадочной геологии докембрия был посвящен ряд специальных совещаний в Петрозаводске (1963 г.), в г. Апатиты (1964 г.), Киеве (1965 г.), Хабаровске (1972 г.), которые, являясь этапными в развитии самих исследований, способствовали их организации и координации.

Совещание отметило, что исследования литологии и осадочной геологии докембрия в настоящее время ведутся в нашей стране широким фронтом во многих научных и производственных организациях. Выделились определенные научные направления, накоплен обширный материал по основным проблемам экзогенеза докембрия. Уровень исследований и объем информации в рассматриваемой области существенно повысился. Стало очевидным, что исследования литологии и геологии докембрия имеют существенное значение для понимания геологического развития Земли на ранних этапах ее эволюции, для познания геологической истории Земли в целом и создания научных основ прогнозирования полезных ископаемых в докембрийских регионах, поскольку докембрийские комплексы охватывают преобладающий по времени начальный отрезок истории Земли и включают в себе подавляющее количество рудных и неметаллических полезных ископаемых.

Совещание констатировало заметные достижения в изучении первичных признаков основных типов осадочных и вулканогенно-осадочных горных пород докембрия, подвергшихся метаморфизму, а также в исследованиях кор выветривания и органического вещества на всех этапах развития геологической истории Земли и комплекса полезных ископаемых, связанных с осадочным и метаморфогенно-осадочным рудообразованием.

Установлено, что докембрийские осадочно-метаморфические породы сохраняют большее или меньшее количество признаков для сравнения с возможными фанерозойскими осадочными эквивалентами, что позволяет характеризовать древнейшие процессы выветривания, денудации и осадконакопления. Выявление первичных осадочных эквивалентов метаморфических пород («снятие метаморфизма») должно проводиться не только с учетом термодинамических условий метаморфизма, но и прежде всего исходного состава пород. Для этого следует шире использовать литологические, аэрогеологические, минералогические, геохимические и изотопные методы, а также методы экспериментального моделирования процессов метаморфизма осадочных пород.

Достигнутый к настоящему времени уровень изучения литологии и осадочной геологии докембрия в целом позволяет по-новому трактовать ряд кардинальных вопросов современной геологии. В частности, стало возможным по-новому рассматривать эволюцию процесса осадконакопления: не с палеозоя или даже протерозоя, как это чаще всего делалось

ранее, а на протяжении всей обозримой геологической истории Земли, начиная с архея. При этом одним из ведущих факторов, влияющих на эволюцию экзогенеза, следует считать живое и органическое вещество как наиболее активный и мощный эволюционирующий геохимический агент. Расчленение докембрийских комплексов и периодизация истории геологического развития должны базироваться на принципе единого эволюционно усложняющегося экзогенеза с учетом тектоно-магматических процессов, биостратиграфии и абсолютной геохронологии.

Наряду с достижениями в разработке проблем литологии и осадочной геологии докембрия совещание считает необходимым отметить, что при широком многоплановом развороте работ по изучению докембрия многие направления исследований находятся в начальной стадии, носят постановочный характер и нуждаются в дальнейшей глубокой разработке и обосновании фактическим материалом. Научные коллективы, непосредственно занятые этими исследованиями, еще малочисленны и не располагают достаточной лабораторной и экспериментальной базой, что, несомненно, сдерживает разработку важнейших теоретических и практических задач.

II

Совещание считает, что основными задачами исследований литологии и осадочной геологии докембрия на ближайшее время являются:

1. Дальнейшее изучение литологии осадочно-метаморфических комплексов докембрия и в первую очередь:

- выявление типов и основных разновидностей осадочных пород, выяснение распространенности и особенностей их образования на основе детального изучения вещественного состава метаморфических пород и процессов метаморфизма;

- изучение процессов докембрийского выветривания на основе исследования не только кор выветривания и продуктов их переотложения, но и всего комплекса осадочно-метаморфических пород в конкретных разрезах.

2. Дальнейшее всестороннее изучение органического вещества и остатков организмов в докембрийских отложениях:

- выявление закономерностей распределения органического вещества и изучение процессов его преобразования;

- исследование геохимических особенностей органического вещества и вмещающих его пород;

- изучение остатков организмов и содержащих их пород с целью восстановления среды их обитания.

3. Разработка литолого-формационных методов исследований докембрийских отложений и выяснение палеогеографических обстановок докембрийского времени.

4. Разработка теории докембрийского осадочного и осадочно-метаморфогенного рудообразования с целью создания научных основ прогнозирования полезных ископаемых:

- изучение условий накопления руд в процессе докембрийского седиментогенеза, выветривания и вулканизма;

- изучение метаморфизованных осадочных отложений как потенциальных источников рудообразующих веществ и газового «дыхания» земной коры.

5. Дальнейшее изучение связи метаморфизма с исходным составом пород, поскольку исследования преобразований первично-осадочных горных пород при метаморфизме приобретают большое значение для понимания истории осадконакопления, процессов миграции вещества, мобилизации отдельных элементов и формирования месторождений полезных ископаемых. Ключом к решению этой проблемы может стать изучение

фаций метаморфизма в зависимости от исходного первичного состава пород.

6. Разработка научных основ периодизации докембрия, восстановление истории геологического развития земной коры в архее и протерозое и изучение вопросов эволюции геологических формаций в докембрии.

7. Разработка и применение методов исследования докембрийских пород и метаморфических комплексов с целью определения их исходной первичной природы, первоначального состава и условий образования, а также особенностей метаморфизма:

- разработка геохимических и изотопных методов определения первичной природы метаморфических пород и условий осадконакопления древних толщ;

- разработка методов восстановления исходных литологических особенностей метаморфизованных пород на основе изучения их неметаморфизованных эквивалентов, а также геохимических, петрохимических и других данных;

- экспериментальное моделирование процессов метаморфизма осадочных пород;

- разработка основ изучения первичной природы, макроструктур и текстур слоистых комплексов на основе применения аэрометодов.

III

Учитывая возросшее значение проблемы, объем и уровень исследований, большое число организаций и лиц, ведущих эти исследования, совещание считает целесообразным:

1. Регулярно проводить обсуждение проблем осадочной геологии докембрия на всесоюзных совещаниях, созываемых один раз в 4 года. Для подготовки отдельных вопросов в периоды между всесоюзными совещаниями по мере необходимости проводить рабочие семинары. Организацию этих совещаний и семинаров возложить на секцию литологии и осадочной геологии докембрия Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР.

2. Комиссии по осадочным породам при ОГГГ АН СССР войти с предложением в Национальный комитет геологов СССР об организации на ближайших сессиях МГК и Международного конгресса седиментологов специальных секций по осадочным образованиям докембрия.

3. Просить Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР и Министерство геологии СССР рассмотреть вопрос о дальнейшем развитии и расширении научных исследований в области литологии и осадочной геологии докембрия и укреплении материально-технической базы научных и производственных организаций, занимающихся изучением этих проблем.

4. Просить Комиссию по осадочным породам при ОГГГ АН СССР войти с предложением в Министерство высшего и среднего специального образования при СМ. СССР рассмотреть вопрос о преподавании курса литологии и осадочной геологии докембрия в геологических вузах страны.

5. Просить Отделение геологии, геофизики и геохимии АН СССР и РИСО АН СССР включить труды настоящего совещания в план редакционной подготовки издательства «Наука» на 1974 г.

6. Просить редколлегию журнала «Литология и полезные ископаемые» опубликовать в ближайшем номере краткую информацию о совещании и полный текст его решения, а также поручить оргкомитету совещания подготовить сообщение о совещании для публикации в журналах «Вестник АН СССР» и «Советская геология».

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии 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 — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), год издания, том, выпуск, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или так А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости, «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, 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 ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. 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.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),

В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),

V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/IV-1974 г. Т-03657 Подписано к печати 28/V-1974 г. Тираж 1395 экз.
Зак. 4098 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4³/₄ Усл. печ. л. 13,3+1 вкл. Уч.-изд. листов 14,5

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10