

ISSN 0024-497X
ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3
1989

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| <i>Холодов В.Н.</i> Соотношение осадконакопления и магматизма в докембрии | 3 |
| <i>Кураленко Н.П.</i> Влияние вулканизма на формирование вещественного состава аллювия р. Камчатки и ее притоков | 27 |
| <i>Семенов Е.О., Соловьева Н.А., Шарданова Т.А.</i> Способы транспортировки обломочного материала в раннемеловом морском бассейне Местиа-Трианетской зоны (южный склон Большого Кавказа) | 39 |
| <i>Жмур С.И.</i> Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сооб- щение 2. Кукерситы | 48 |
| <i>Кучеренко М.Т., Мизин А.Н.</i> О генезисе прослоев карбонатных пород в угольных пла- стах Донецкого бассейна | 58 |
| <i>Розанов А.Ю., Жегалло Е.А.</i> К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии | 67 |
| <i>Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.</i> Минералогия глобулярных слоистых силикатов рифея и венда Сибири и Урала | 83 |
| <i>Хворова И.В.</i> Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщение 1. Основные черты структуры и рельефа | 100 |
| <i>Астахов А.С., Марков Ю.Д., Чинь Тхе Хиеу.</i> Влияние реки Меконг на позднечетвертич- ное осадконакопление в Южно-Китайском море | 112 |

Краткие сообщения

| | |
|---|-----|
| <i>Казарина Г.Х., Мурдма И.О., Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С.</i> Талассиотриковый ил — новый тип кремнистых диатомовых осадков | 128 |
| <i>Данилов И.Д.</i> Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей | 132 |
| <i>Дилакторская Е.С., Королева С.В.</i> Геохимические особенности разреза коры выветри- вания полевошпат-карбонатных пород Северо-Шугорского месторождения бокситов на Среднем Тимане | 136 |

Хроника

| | |
|---|-----|
| <i>Долотов Ю.С.</i> Актуальные проблемы седиментологии (международная конференция в Бельгии) | 141 |
|---|-----|

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

3
MAY-JUNE
1989

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| <i>Kholodov V.N.</i> Relations of Precambrian sedimentation and magmatism | 3 |
| <i>Kuralenko N.P.</i> Influence of volcanicity on the formation of alluvium composition in the Kamchatka river and its tributaries | 27 |
| <i>Semenov E.O., Solovieva N.A., Shardanova T.A.</i> Modes of clastics transportation in Early Cretaceous marine basin in the Mestia-Tianetian zone (southern slopes of Greater Caucasus) | 39 |
| <i>Zhmur S.I.</i> The origin of Ordovician oil shales in the Baltic Syncline. Communication 2. Kuckersites | 48 |
| <i>Kucherenko M.T., Mizin A.N.</i> On the genesis of carbonate rock interlayers in coal seams of the Donets basin | 58 |
| <i>Rozanov A.Yu., Zhegallo E.A.</i> To the problem of genesis of ancient Asian phosphorites | 67 |
| <i>Ivanovskaya T.A., Tshipursky S.I., Yakovleva O.V.</i> Mineralogy of globular layered Riphean and Vendian silicates in Siberia and the Urals | 83 |
| <i>Khvorova I.V.</i> Specific properties of sedimentation in the Indonesia geosynclinal area. Communication 1. Basic structural and topographic features | 100 |
| <i>Astakhov A.S., Markov Yu.D., Chin Tkhe Khieu.</i> The Mekong river influence on Late Quaternary sedimentation in the South China Sea | 112 |

In brief

| | |
|---|-----|
| <i>Kazarina G.Kh., Murdmaa I.O., Svalov V.N., Skornyakova N.S.</i> Thalassiotrix ooze — a new type of siliceous diatom sediments | 128 |
| <i>Danilov I.D.</i> Cryogenic-diagenetic formations in the polar sea sediments | 132 |
| <i>Dilaktorskaya E.S., Koroleva S.V.</i> Specific geochemical features of the feldspar-carbonate weathering crust section in the North Shugorian boxite deposit of Middle Timan | 136 |

News

| | |
|--|-----|
| <i>Dolotov Yu.S.</i> Actual problems of sedimentology (an international conference in Belgium) | 141 |
|--|-----|

Холодов В.Н.

**СООТНОШЕНИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МАГМАТИЗМА
В ДОКЕМБРИИ**

В статье рассмотрена эволюция магматических процессов в докембрии. Показано, что существенную роль в осадконакоплении нижнепротерозойского возраста играла мобилизация материала гранитоидов, коматиитовых базальтоидов и гипербазитов, тогда как в верхнепротерозойское время важным поставщиком стали еще и щелочные апатитоносные интрузии. Утверждается, что в протерозойском осадконакоплении были стерты грани между гумидным и аридным осадочными процессами.

В ряде предыдущих работ автора была сделана попытка сопоставить вещественный состав питающих провинций континентального блока и литолого-геохимические особенности осадков, возникающих за их счет на разных этапах развития Земли [95, 96, 98]. Было установлено, что геохимическая специфика магматических процессов находит отражение в составе образующихся несколько позднее осадочных образований, что на ранних стадиях развития планеты преобладали глобальные (планетарные) тектономагматические события и что в истории осадконакопления выделяются четыре этапа, отражающих необратимость геологического развития: "базальтовый", "гранитный", "габбро-анортозитовый" и "осадочный". В строении исходного, материнского субстрата на каждом этапе развития континентов количественно преобладали разные по составу горные породы, и это ограничивало возможности осадочной дифференциации, создающей в конечных водоемах стока строго определенные, геохимически специализированные ассоциации горных пород.

Цель данной статьи заключается в том, чтобы на более широком и представительном материале проанализировать эволюцию магматических процессов в докембрии, исследовать те особенности осадконакопления, что наиболее тесно связаны с развитием магматизма, и дать генетическое истолкование выявленным закономерностям.

МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ

Три планетарных процесса определили формирование того петрографического и минералого-геохимического фона, на котором начало развиваться протерозойское осадконакопление: 1) Великий метаморфизм и возникновение гранулит-эндербитовых и тоналит-трондьемитовых ареалов; 2) эффузивная деятельность и образование зеленокаменных поясов; 3) кратковременные разогревы и гранитизация, стимулировавшие образование ядер древних платформ.

Приняв за основу модель полихронно-гетерогенной аккреции Земли, различные варианты которой были предложены в работах В.А. Рудника и Э.В. Собоновича [73, 74], В.Л. Барсукова [5] и других исследователей, приходится считать, что первичная неоднородность земной коры и образование гранулит-эндербитовых и тоналит-трондьемитовых ареалов явились следствием геохимических и размерных различий обломков, слагавших протопланетное облако, выделения радиоактивного тепла, расплавления верхней части протомантии и взаимодействия

расплава с насыпной (реголитовой) протокорой в условиях активной метеоритной бомбардировки, стимулировавшей эффузивную деятельность на поверхности планеты.

Этот региональный процесс вызвал метаморфизм вулканогенно-реголитовых отложений до образования полной метаморфической зональности и магмообразования, заметно изменил тепловой режим Земли в целом и привел к потере первичной атмосферы, которая была сформирована еще в ходе аккреции и отличалась преобладанием CO_2 и водорода.

Эпоха Великого метаморфизма зафиксировалась в широком развитии древнейших комплексов пород, слагающих гранулит-эндербитовые и тоналит-трондьемитовые пояса щитов и фундамента древних платформ.

В строении гранулит-эндербитовых поясов наибольшее значение имеют пироксеновые гнейсы и сланцы, а также чарнокиты и эндербиты. Средний химический состав ареалов в целом отвечает диориту, однако присутствие эндербитов и чарнокитов местами существенно увеличивает содержание железа, титана, марганца, а также ванадия, хрома и фосфора [24, 42].

Тоналитовые ареалы, или, как их иногда называют, "серые гнейсы", по среднему химическому составу соответствуют трондьемитам или андезитам; согласно данным О.А. Богатикова и др. [15], а также М.С. Маркова и др. [57], в этих комплексах выделяется ряд генетических типов, причем некоторые из них, например серые гнейсы Гренландии и Лабрадора, представляют собой результат гранитизации более ранних коровых образований.

Обычно серые гнейсы по отношению к андезитам характеризуются повышенными количествами железа, марганца и фосфора. По данным С. Мурбата [134] и О.А. Богатикова и др. [12], в них также относительно повышаются содержания титана, ванадия и стронция и несколько понижаются количества K_2O , U, Rb, Ba и радиогенного свинца.

Таким образом, древнейшие магматические породы архея с геохимической точки зрения представляют собой гибриды, в которых кислое начало (SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O) несколько усиливается основным (FeO , Fe_2O_3 , MnO , V, Cr, P_2O_5); повышенное количество рудных компонентов группы железа несомненно отражает геохимическое влияние мантии и делает эти образования довольно необычным материнским субстратом для процессов древнего осадконакопления.

Заложение и формирование главной массы зеленокаменных поясов — линейных прогибов, выполненных вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами пород, охватывало период от 3,3 до 2,9 млрд. лет. По данным А.Ф. Грачева и В.С. Федоровского [33], архейские зеленокаменные пояса в настоящее время занимают 20% территории древних платформ; можно предположить, что это только современные реликты некогда очень распространенного панпланетарного явления.

Среди отложений, слагающих эти линейные, возможно, рифтогенные структуры, особенно широко распространены вулканические формации — коматиит-базальтовые, базальт-пирокластические и базальт-риолитовые; преобладающим типом эффузивных пород несомненно являются базальты и андезиты. Согласно подсчетам А.М. Гудвина [35], в трех районах провинции Супериор (Канада) базальты занимают 53–57% площади зеленокаменных поясов, а андезиты — 26–32%.

По составу архейские базальты довольно сходны с современными; как отметили Ю. Джекс и А. Уайт [129], а также А.М. Гудвин [35], в них содержание FeO, TiO_2 , Cr, V, Ni, Ba и Zr выше, а CaO ниже, чем в базальтоидах современных островных дуг.

Своеобразным, но довольно распространенным комплексом отложений зеленокаменных поясов архея являются железорудные джеспилиты типа Алгома; впервые они были описаны Г.А. Гроссом [120] и А.М. Гудвином [34] в древних толщах Канадского щита. Характерной особенностью этих джеспилитов является их тесная парагенетическая связь с вулканитами, локализация рудных тел вблизи от

эруптивных жерл, а также развитие пиритовой фации джеспилитов (джасперитов) в наиболее глубоководных частях водоемов.

Кроме самого бассейна Алгома в Канаде к ним принадлежат джеспилиты бассейнов Матагами, Абитиби, Киватин, Каминак и др. Сходные залежи известны в архее Миннесоты, а также в Северной Америке (штаты Мичиган и Вайоминг), в ряде зеленокаменных поясов Африки [8, 23] и Западной Австралии [59, 86].

Месторождения джеспилитов типа Алгома в среднем содержат SiO_2 около 48%, FeO 13%, Fe_2O_3 24%; характерно присутствие повышенных количеств бора, стронция, фосфора, титана, ванадия [119] и довольно частое обогащение железных руд никелем, кобальтом, цинком и, возможно, свинцом [115].

Генетически такие скопления металлов несомненно имеют вулканогенно-осадочное происхождение и возникали в связи с интенсивной эффузивной деятельностью, локализованной в зеленокаменных рифтогенных структурах [34, 59, 120, 123].

Обязательным комплексом архейских зеленокаменных поясов являются осадочные породы; среди них обычно преобладают граувакково-турбидитные песчано-глинистые серии с отчетливо выраженной градационной слоистостью. Текстурные особенности этих пород несомненно указывают на их субаквальное осадочное происхождение. По-видимому, граувакковые турбидиты отлагались в мелководных озероподобных водоемах.

Среди осадочных отложений в очень подчиненных количествах встречены конгломераты; их гальки обычно слагаются темноцветными вулканическими породами, что мало гармонирует с сиалическим составом блоков, ограничивающих зеленокаменные пояса [15, 47].

На рубеже архея и протерозоя интенсивно проявилась складчатость, с которой связаны процессы гранитизации и формирования гипербазитовых комплексов; эта фаза охватывает интервал в 2,6–2,8 млрд. лет и выделяется под названием *позднеархейского тектономагматического цикла*.

Особенно полно в этот период реализовались процессы гранитообразования, известные как в пределах гранит-зеленокаменных областей, так и в более древних тоналитовых комплексах. Различные формации гранитоидов верхнеархейского возраста устанавливаются в Канаде (граниты провинций Супериор, Слейв, Нейн), в Африке (граниты Трансвааля, Родезии, Шайю, Касаи), в Австралии (гранодиориты Маунт-Кит блока Йилгарн, граниты и адамеллиты Пилбара, гнейсы и гранитоиды Голер и Пайн-Крик) и в ряде других районов [17, 62, 77].

По данным С.Б. Лобач-Жученко и др. [56], комплекс гранитов с возрастом 2,8–2,6 млрд. лет широко развит в восточной части Балтийского щита. Плаггио-микроклиновые гранитоиды распространены в пределах Мурманского блока, в среднем течении р. Воронья и в низовьях р. Печенга на Кольском полуострове; они занимают также центральную часть Карелии, где складчатость завершилась формированием гранитоидной магмы на значительных площадях. Аналогичные по возрасту граниты и мигматиты известны в Беломорье, в Северной Швеции и Финляндии. По химическому составу это весьма однородные нормальные граниты, для которых не обнаружено региональных различий.

В.А. Рудник [72], описывающий верхнеархейское гранитообразование ряда районов Сибири, показал, что в это время формации мигматитов и аляскитовых гранитов получают широкое развитие в пределах Енисейского кряжа, Анабарского и Витимо-Алданского щитов, а также на значительных площадях Джугджуро-Становой складчатой области. При этом мигматит-гранитовые образования слагают до 50–70% объема кристаллического фундамента, тогда как доля аляскиотов не превышает 10%.

Согласно данным того же автора, древнейшие гранитоиды Сибири отличаются от протерозойских повышенным содержанием железа, титана, магния и пониженным — натрия, кальция и алюминия.

Субсинхронно с процессом гранитизации происходило формирование интрузий основных и ультраосновных пород; крупные архейские базитовые массивы известны в пределах Балтийского щита, в Сибири, в Америке, Африке и Австралии.

В центральной части Кольского полуострова располагается крупная расчлененная интрузия габбро-норит-анортозитов Главного хребта (Чуна-Волчьих-Лосевых гундр); его площадь достигает 1000 км². Восточным продолжением этого тела является Мончегорский никеленосный плутон, отделенный от массива крупным разломом. По сведениям Е.В. Шаркова [101], интрузия прорывает отложения колемской серии с возрастом 3,3 млрд. лет. Возраст самого плутона А.И. Тугаринов и Е.В. Бибикина [87] определили К-Аг-методом в 2,8 млрд. лет; по данным Дж. Бирка и К. Аллегре [107], полученным Rb-Sr-методом, он равен 2,0 млрд. лет. Данные А.Б. Вревского [30], полученные с помощью метода термоионной эмиссии, позволяют ограничить возраст анортозитов величиной 2,3-2,8 млрд. лет. В очень сходном габбро-анортозитовом колмоозерском комплексе Ю.Д. Пушкарев и др. [68] с помощью U-Th-Pb-метода определили возраст в 2,75 млрд. лет.

В пределах южной окраины Сибирской платформы выделяется Восточно-Азиатский анортозитовый пояс; в его состав входят габбро-анортозитовые интрузии Калар (1500 км²) и Джугджур (суммарная площадь 5000 км²). Последний объединяет несколько более мелких массивов — Геранский, Лантарский, Сехтагский и Куньманьенский. Интрузии слагаются анортозитами, габбро, перидотитами и пироксенитами, ассоциирующими с кислыми интрузивными породами (граниты, граносиениты и др.). Как и все базит-гипербазитовые интрузивы, эти образования резко обогащены железом (FeO + Fe₂O₃ колеблется от 3,87 до 12%), титаном (0,12-4,85%), фосфором (до 2,27%), ванадием и рядом других элементов группы протокристаллизации [4, 53]. Возраст чарнокитов и анортозитов Калара М.К. Суханов с соавторами [84] определили в 1,25-2,24 млрд. лет; габбро-анортозиты Геранского массива показали значения 1,5-1,9 млрд. лет (U-Pb-метод по циркону). Однако более достоверными представляются данные В.И. Виноградова и др. [27], согласно которым возраст обеих интрузий по Rb-Sr-определениям близок к 2,7-2,9 млрд. лет.

Слоистая интрузия Стилуотер (3000 км²) и габбро-анортозитовый массив Лорами (4000 км²) находятся в Скалистых горах (США); с ними связаны крупные месторождения хромитов и ванадиеносных титаномагнетитов.

Массив Стилуотер представлен сложным чередованием гарцбургитов и габбро; их изотопический возраст Э.Д. Джексона [137] оценил в 2,6-3,0 млрд. лет. По данным Ю.И. Дмитриева с соавторами [37], в настоящее время он уточнен до 2,7-2,8 млрд. лет.

На Африканском континенте и в Австралии после верхнеархейской складчатости происходило внедрение гипербазитовой магмы; по-видимому, в интервале 2,5-2,6 млрд. лет было сформировано интрузивное тело Великой Дайки Зимбабве [37], которая представляет собой корневую часть четырех слившихся воедино расчлененных плутонов основного — ультраосновного состава.

Можно, по-видимому, считать, что к началу протерозойской седиментации предшествующие тектономагматические процессы при подчиненном участии осадкообразования сформировали континентальную протокору; эта протокора еще не обладала мощностью и прочностью современной, но уже локализовала магматические проявления, ограничивая их развитие в разрезе и на площади.

Первая, наиболее важная геохимическая особенность архейской континентальной протокоры заключалась в том, что все магматические, эффузивные и осадочные породы, входившие в ее состав, содержали повышенные количества Fe, Mg, Ti, V, P и других элементов, обычно обогащающих вещество мантии. Такая унаследованность геохимического состава подтверждает тесную генетическую связь между корой и мантией, детально обоснованную в работах А.Э. Рингвуда [69], И.Д. Рябчикова [75] и др.

Вторая черта архейской континентальной коры состояла в том, что она представляла собой генетически сложный и геохимически крайне неоднородный субстрат. Вследствие этого на поверхности нижнепротерозойских водосборов причудливо чередовались участки, сложенные гранитоидами (тоналиты, трондьемиты, серые гнейсы, аляскиты, граниты, андезиты и др.), содержащие минимальные количества рудных компонентов группы железа (Ti, P, V, Co, Ni и др.), и участки, представленные мафическими породами (базальты, габбро, анортозиты, железистые кварциты и др.), резко обогащенные этими элементами ряда протокристаллизации. Такая геохимическая пестрота и широкое развитие флюктуаций в распространении элементов группы железа подготовили в нижнем протерозое благоприятную обстановку для развития осадочного рудообразования [99].

В течение протерозойского времени на площади современных континентов проявились три крупных этапа магматизма — свекофенский, эльсонский и гренвильский; при статистических исследованиях возраста интрузий два последних сливаются в один.

Свекофенский этап магматизма и складкообразования зафиксирован в интервале 1,8–2,0 млрд. лет; он характеризуется широким развитием гранитогнейсовых и мигматитовых формаций.

В восточной части Балтийского щита, по материалам С.Б. Лобач-Жученко и др. [56], около половины гранитоидов докембрия принадлежит именно свекофенидам. Граниты, гранодиориты, мигматиты и сиениты этого возраста очень широко развиты в Северной Швеции и Финляндии (массивы Хапаранда, Ревсуна-гранит, Лина-гранит, Одак, Арьеплок и др.). Здесь они занимают площади, превышающие 60 тыс. км². Свекофенские гранитоиды распространены также в Карелии, в Приладожье и на Кольском полуострове.

В кристаллическом фундаменте Украинского щита огромные площади слагают плагиограниты, гранодиориты и калиевые гранитоиды кировоград-житомирского комплекса; их изотопический возраст Н.П. Щербак с соавторами [104] определяют в 1,85 млрд. лет. В фундаменте Русской платформы им соответствуют осницкие граниты Белоруссии, в Приазовье — Южно-Кальчикский, Кальмиус-Еланчикский, Октябрьский и другие массивы граносиенитов. По материалам Н.А. Елисеева и др. [40], сиениты и субщелочные граниты восточно-приазовского граносиенитового комплекса датируются 1,8–1,95 млрд. лет, что и отличает их от более молодых щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, мариуполитов и фенитов. Таким образом, первые этапы формирования сиенитового комплекса Приазовья отвечают свекофенскому магматизму.

На Енисейском кряже гранитообразование было представлено комплексом таракских гранитных батолитов, отчетливо предваряющих накопление тейской серии [29, 72, 77]. В ряде других районов Сибирской платформы в период 1,8–2,0 млрд. лет реализовались процессы интенсивной гранитизации и метаморфизма; в пределах Витимо-Алданского щита их представляет кодорский комплекс гранитоидов, в Присянье — граниты Урикско-Ийского грабена (1,96–1,87 млрд. лет, по данным В.Я. Хильтова [91]), в Западном Прибайкалье — мамско-оронские граниты и граниты приморского комплекса (1,9 млрд. лет, U–Pb-метод [88]). Особый интерес представляет восточная часть Джугджуро-Станового хребта, где южно-учурский комплекс рапакиви тесно ассоциируется с массивами анортозитов [72].

В пределах Северной Америки формирование гранитоидов происходило в связи с гудзонской складчатостью, которая проявилась как на территории Канадского щита, так и в Скалистых горах. Здесь установлены гудзонские граниты Крейгтон, гранитоиды Катлер, парагенетически связанные с гипербазитами свекофенской слоистой интрузии Садбери, а также гранитоиды районов Медисин-Боу (Колорадо), граниты и гранодиориты Аризоны и Невады [6, 14, 76, 77].

В Северо-Западной Австралии широко проявилась буларенидская складчатость, с которой в ряде бассейнов оказалось связано образование гранитных бато-

литов. В интервале 2,0—1,7 млрд. лет находятся здесь гранитоиды и гранитогнейсы Пайн-Крик, Холс-Крик, Гранит-Танами, Тенант-Крик, Маунт-Айза [62].

Африканский докембрий также не является исключением из общего правила, здесь свекофенидам соответствует эбурнейская складчатость, широко проявившаяся в ряде районов континента. На севере, в районе докембрийского массива Регибат распространены гранитоиды Афгут и щелочные граниты, подстилающие надсерию Кибара. На юге этому отрезку времени соответствует становление комплекса гипербазит-гранит-щелочных интрузий Бушвельда и ряда массивов щелочных пород с карбонатами [16, 46, 77, 133].

Характерной чертой позднесвекофенского времени является широкое распространение в это время анортозит-рапакивигранитной формаций, в которых основные породы оказываются парагенетически связанными с кислыми, а иногда даже щелочными мигматитами.

Типичным примером таких сложных интрузий может служить Бушвельдский лополит (Южная Африка); он представляет собой стратифицированный плутон, площадь которого равна 65 тыс. км². В строении интрузии принимают участие дуниты, пироксениты, нориты, анортозиты, габбро, граниты, а также пегматитовые тела и щелочные комплексы. Возраст основной части лополита определяется в 2,05—2,0 млрд. лет; изотопический возраст "красных гранитов" оценивается в 1,67 млрд. лет [126]. Любопытно, что исследование щелочной интрузии Пилансберг, локализованной в центре Бушвельдского массива, дало значение возраста 1,2—1,4 млрд. лет; это означает, что многофазное формирование плутона продолжалось в течение более 600 млн. лет, т.е. на протяжении времени, равного всему фанерозою.

С Бушвельдской интрузией связаны богатейшие руды хромита, платиновых и медно-никелевых руд, магнетита, свинцовых и цинковых руд, флюорита; с щелочными породами ассоциируется апатитовая минерализация [55]. В 60-е годы в ряде районов Юго-Западной Африки были открыты многочисленные комплексы вулканоплутонов, очень сходные по составу и возрасту с щелочными комплексами Бушвельдского лополита.

На Украинском щите анортозит-рапакивигранитная формация представлена Корсунь-Новомиргородской интрузией анортозитов, габбро, гранитов-рапакиви, биотитовых гранитов и сиенитов. Площадь ее 5400 км², изотопический возраст основных пород оценивается в 1,84 млрд. лет [10]. Формирование метасоматических сиенитов и альбититов происходило значительно позднее.

Генетически близкий этой интрузии Коростеньский плутон (12 тыс. км²), сложенный древними анортозитами, габбро-норитами, гранитами-рапакиви и жильно-штоковыми пегматитами, формировался в несколько фаз на протяжении 400 млн. лет (от 1,7—1,9 до 1,3—1,5 млрд. лет [104]).

Украинские анортозит-гранитные интрузии входят в состав огромного пояса, подчиненного системе глубинных разломов, прослеживающихся вдоль западного края Восточно-Европейской платформы. Кроме украинских плутонов к нему принадлежит Выборгский массив с подчиненной ему интрузией Ахвенисто (16 тыс. км²), а также Рижская габбро-анортозит-гранитная интрузия (25 тыс. км²). Вполне вероятно, что начало их формирования также связано со свекофенскими тектономагматическими событиями.

В пределах Балтийского щита наряду со стратифицированными плутонами анортозит-рапакивигранитной формации в свекофенское время образовывались небольшие массивы "автономных" анортозитов (Колвицкая, Кандалакшская и Сальнотундровская интрузии), а также крупные интрузии щелочных основных пород (Гремяха-Вырмес, Елеть-Озеро, Альмунга и др.). С последними связаны разнообразные апатитовые рудопроявления.

В Сибири, на Алданском щите, на площади Кодаро-Удоканского прогиба располагается Чинейский расчлененный плутон (~ 100 км²); он сложен чередующимися габбро, габбро-норитами, анортозитами и связан с огромным Кодаро-

Каменским лополитом рапакиви. Радиологический возраст гранитоидов, по-видимому, близок к 1,9 млрд. лет [79].

В южной части Канадского щита формация анортозитов представлена никеле-носной расслоенной интрузией Садбери (1500 км²); ее изотопический возраст определяется величиной 1,72 млрд. лет [79]. По другим данным [114], древнейший возраст этого плутона оценивается в 1,9 млрд. лет. Лополит сложен норитами и микропегматитами и включает в себя кольцевую интрузию щелочных пород Крокер-Айленд, имеющую более молодой возраст (1,45 млрд. лет); а в ней сложно чередуются габбро, диориты и монзониты.

К северу от оз. Верхнее в меридиональном направлении протягивается целая цепь щелочных массивов, содержащих карбонатиты. Возраст этих интрузий определен в пределах 1,8–1,55 млрд. лет [110].

Другой характерной особенностью свекофенского времени являлось чрезвычайно широкое развитие эффузивных формаций, пространственно связанных с анортозит-рапакивигранитными интрузиями, а иногда даже комагматичными с ними [18].

Очевидно, что к концу нижнего протерозоя на площади большей части современных континентов была сформирована гранитная кора и установился платформенный режим [77]. Наиболее яркими индикаторами эпохи кратонизации, согласно Ч.Е. Борукаеву [17], были краевые вулканоплутонические пояса, описанные в работах Л.И. Салопа [76], А.А. Бухарова и М.М. Чигина [21], а также А.А. Бухарова [20]. Эти пояса (возраст 1,65–1,75 млрд. лет) развивались на периферии древних платформ, контролировались крупными разломами и пространственно совпадали с районами развития анортозит-рапакивигранитных интрузий.

В нижнепротерозойском обрамлении Сибирской платформы выделяется несколько вулканоплутонических поясов; среди них особый интерес представляет Аkitканский пояс, длина которого достигает 1000 км при ширине 70–80 км [19, 20]. Эта структура заполнена отложениями аkitканской серии, мощность которой оценивается в 6–8 км; в ней чередуются континентальные пестроцветные отложения молассоидов и разнообразные, но преимущественно кислые эффузивы — фельзиты, риолиты, дациты. Изотопный возраст серии 1,7 млрд. лет.

Очень сильно отличается от Аkitканского Свекофенский вулканический пояс, довольно полно описанный в работах Г. Гаала и Р. Горбачева [116], а также П.М. Хренова и др. [100]. Он протягивается от восточного берега Онежского озера к Ладожскому озеру, а затем раздваивается и уходит на территории Финляндии и Швеции. Свекофенские отложения, заполняющие оба пояса, представлены морскими карбонатными породами, метаграувакками и метапелитами; они чередуются с риолитами и дацитами, которые вверх по разрезу быстро сменяются толеитовыми базальтами и ультраосновными эффузивами. По направлению к Центральной Свекофенской провинции, разделяющей пояса, количество кислых эффузивов падает, а основных — возрастает. Отложения, заполняющие Свекофенский вулканический пояс, формировались в пределах 1,87–1,90 млрд. лет.

Поскольку свекофенские вулканические пояса были развиты на площади всех древних платформ [20], можно предположить, что заполняющие их эффузивы играли существенную роль в процессах эрозии водосборов и в последующем осадконакоплении.

Для дальнейших построений важно подчеркнуть, что второй мощный этап складчатости и магматической деятельности окончательно сформировал, по-видимому, континентальную кору древних платформ и заполнение свекофенских прогибов. Он сопровождался не только образованием гранитоидов и кислых эффузивов, но и интенсивным формированием гипербазитовых интрузий и базальтоидов; основной и ультраосновной магматизм вносил в зону гипергенеза большие количества железа, марганца, титана и ванадия. Одновременно с гранитоидами и гипербазитами в свекофено-карельское время получают распространение первые

в истории Земли щелочные интрузии и карбонатиты — носители фосфора и редко-металльных скоплений (Nb, Ta, TR).

В рифее проявились два этапа тектономагматической активности — эльсонский, охватывающий интервал 1,5–1,3 млрд. лет, и гренвильский, датируемый 1,2–1,0 млрд. лет; в разных регионах их датировки могут сильно варьировать, иногда сливаясь воедино или заметно смещаться относительно друг друга.

Если магматизм позднеархейского или свекофенского этапа был отчетливо связан с процессами складкообразования и орогенеза, т.е. формировал новую кору, то магматические явления эльсонского и особенно гренвильского этапов обычно контролируются разломами в краевой части континентов, не всегда сопровождаются складчатостью и в большинстве своем сводятся к переработке старой коры [17, 77, 78].

Для эльсонского времени характерно развитие анорогенных гранитоидов. Они известны в пределах Балтийского щита (граниты Смоланд и Суршеле, граниты-рапакиви Рагунда и Нордингро [56]), в восточной части Канадского щита (комплекс гранитоидов Ред Вайн [79]), в Австралии (гранитоиды Намбувах, Кимберли, Голер и Брокен-Хилл, ассоциирующие с эффузивами [62]).

Однако особенно широкое распространение в это время получают интрузии гипербазитов, нередко сопровождающиеся гранитами рапакиви; значительно усиливается в это время также роль щелочного магматизма.

Так, именно в интервале 1,3–1,5 млрд. лет на Канадском щите образуются гипербазиты п-ова Лабрадор (массивы Харп Лейк — 10 тыс. км², Нейн > 200 км², Мейли 500 км², по Л. Ашвеллу и Дж. Вудену [106]), формируются крупные габбро-анортозитовые интрузии Великих озер — Аллард (6400 км²), Адирондак (3 тыс. км²) и др. [113, 114]; повсеместно с ними ассоциируются месторождения ванадиеносных титаномagnetитов.

В южной части Гренвильской щелочной провинции примерно в это время возникает целая цепь щелочных массивов, в которых широко распространены нефелиновые сиениты, тералиты и ийолиты. Первичный радиологический их возраст определен в 1,3 млрд. лет, хотя они и были метаморфизованы во время гренвильского магматизма [110].

В западной части Восточно-Европейской платформы в эльсонское время завершается формирование анортозит-рапакивигранитного интрузивного пояса; здесь образуется Салминский плутон (4500 км²) габбро-анортозитов, мангеритов и гранитов-рапакиви. В Скандинавии, по-видимому, к этому же этапу принадлежат базитовые и щелочные массивы Экерзунд-Согенталь (1450 км²), Хаттхольмен (500 км²) и др. Все они содержат ильменит-титаномagnetитовую и апатитовую минерализации. Более того, среднее содержание P₂O₅ в породах Салминского, Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского плутонов достигает 2,6% [85].

На Урале протерозойские толщи Ямантауского антиклинария прорваны гранитоидами Рябиновского и Губенского массивов; с ними тесно связан Бердяшский базито-щелочной плутон (~ 30 км²), в котором габбро-сиенит-диорит-гранитная серия сложно соотносится с нефелиновыми сиенитами. На основании детальных изотопических исследований А.А. Краснобаев и М.А. Семихатов [51] показали, что возраст этой интрузии оценивается в 1,35 млрд. лет.

В соседних районах того же Ямантауского антиклинария эльсонский магматизм проявился в образовании копанского и кусинского комплексов габброидов, а в пределах Уралтау, возможно, возникла целая цепь интрузий габбро-пироксенит-перидотитового пояса. С базит-гипербазитовыми телами связаны месторождения хромитов, меди, платины, золота, никеля, кобальта, ванадия и титана. Особый интерес представляют руды титаномagnetитов и апатитов [94].

По-видимому, именно в эльсонское время завершается формирование огромного габбро-анортозитового пояса, прослеживающегося от Алтае-Саянского региона вплоть до Приморья по южному краю Сибирской платформы и обнимающего Алтае-Саянскую, Алданскую и Охотскую анортозитовые провинции; к верхнему

протерозою здесь относится становление Кизирского габбро-сиенитового массива (100 км²) и габбро-анортозит-пироксенитового Лысанского массива, с которыми связаны крупные скопления железа, титана, фосфора и ванадия [11].

В рифейских толщах Анабарского массива, в западной его части, среди разнообразных гнейсов установлены многочисленные мелкие анортозитовые тела, дайки сиенитов и карбонатиты, радиологический возраст которых был определен в 1,58 млрд. лет [103]. На Алданском щите и в пределах Иркутского выступа также описаны щелочные интрузии, связанные с карбонатитами эльсонского возраста [13].

В Северной Австралии, в районе Аллигатор Риверс, развиты дайки щелочных пород, по составу отвечающие фонолитам; их возраст — 1,31 млрд. лет [62].

В краевой части Индийского щита рассматриваемый этап выразился формированием гипербазитов Неллор (1400 млн. лет [131]) и сопряженного с ним комплекса гранитоидов.

Наконец, в пределах южного обрамления Африканской платформы главные тектономагматические события верхнего протерозоя определились замыканием Кибаро-Анколийской и Ирумийской геосинклиналей; в это время предполагается образование анортозитового комплекса Кунене и многочисленных массивов щелочных гранитов, с которыми связаны карбонатит-апатитовые и редкометалльно-пегматитовые рудопроявления [46, 77, 89]. Так, например, комплекс щелочных гранитов Лейфонтейн [109] определяется возрастом в 1,5 млрд. лет (Rb—Sr-метод), а комплекс Пилансберг, входящий в состав Бушвельдской интрузии, — 1,3 млрд. лет (K—Ar-метод, биотит) или 1,29—1,42 (Rb—Sr-метод, биотит, хлорит).

С щелочными интрузиями, широко развитыми в это время на всех платформах, в зону гипергенного выветривания вносилось большое количество фосфора.

Заметное влияние на осадконакопление постэльсонского периода несомненно оказывал также трапповый вулканизм; по данным Ю.И. Дмитриева и др. [37], базальт-долеритовые трапповые формации пользовались очень широким развитием на древних платформах. Так, например, на Сибирской платформе траппы с возрастом 1,6—1,5 млрд. лет представлены дайками долеритов и покровами базальтов, залегающих на архее и протерозое в основании чехла, на Северо-Американской они отождествляются с долеритами Логан (1,4 млрд. лет), в Австралии — с вулканитами Голер-Рейндж (1,52 млрд. лет).

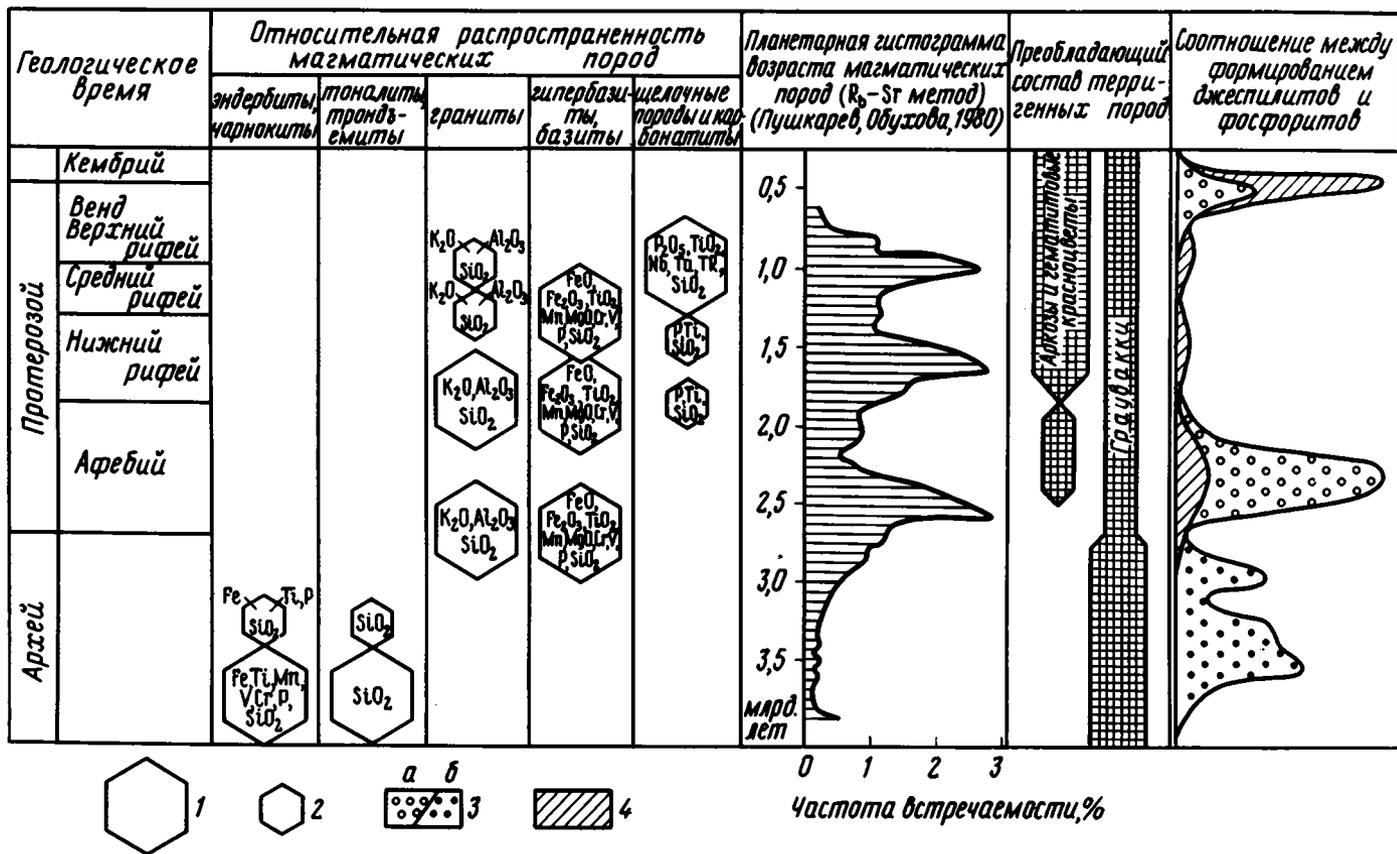
В гренильское время гранитообразование было заметно ослаблено. Граниты этого этапа установлены на Балтийском щите (гранитоиды и пегматиты Бохус и Эстфелла, Швеция, граниты Южной Норвегии [56]), на Канадском щите (гранитоиды Льяно и др. [140]), в Австралии (граниты Амадиес [62]), в Африке (граниты Заира, Замбии, Намибии [128]).

В отличие от гранитоидов очень широкое развитие в это время получают гипербазит-базитовые интрузии и комплексы щелочных пород.

В пределах Канадского щита вдоль южного его обрамления возникает ряд крупнейших массивов габбро-анортозитов — Сент-Джин (60 тыс. км²), Морин (2500 км²), Дулут (120 тыс. км²), Сент-Урбен (450 км²), Сен-Жан (20 тыс. км²), на п-ове Лабрадор формируются гипербазитовые плутоны Шабогамо и Фловер Ривер. Таким образом, к началу венда здесь был окончательно сформирован габбро-анортозитовый пояс Канадского щита, в котором суммарная площадь, занятая гипербазитами, превышает 200 тыс. км².

В западной части Канадского щита образуется сложная норит-габбро-перидотитовая расслоенная интрузия Маскоккс (165 км²), ассоциирующая с покровами базальтов и долеритов [79], а южнее, в Скалистых горах, происходит становление габбро-анортозитовых массивов Сан-Бернардино и Сан-Габриэль [106, 112, 138].

Возможно, именно к гренильскому магматизму принадлежат интрузии щелочных пород Аппалачей: последние прорывают гранитогнейсовый фундамент, возраст которого составляет 800—1150 млн. лет (K—Ar- и Rb—Sr-методы [132, 136]),



и содержат крупные тела карбонатитов и апатит-магнетитовых руд типа Айрон-Хилл и Магнет-Ков.

В пределах Африки гренвильские события отразились, по-видимому, в формировании Центрально-Африканского пегматитового пояса [46, 77], в строении которого большую роль играют щелочные интрузии. В южной части континента в это время продолжалось образование апатитсодержащих карбонатитов; часть этих образований, по мнению Д.Л. Фика и К. Хейда [115], несомненно имеет докембрийский возраст.

В западной части Алданского щита эндогенная активность гренвильского этапа выразилась внедрением даек диабазов, монцититов, диоритов и формированием Селигдарского месторождения апатитов [38].

В это же время в различных частях Сибирской и Восточно-Европейской платформ проявился базальтоидный трапповый вулканизм.

Следует подчеркнуть, что процессы формирования щелочных пород и связанных с ними карбонатитов в ряде регионов мира еще более усилились к концу верхнего рифея. Так, например, в краевых частях Сибирской платформы широко развиты формации агапитовых фойяитов и щелочных ультраосновных пород с карбонатитами; они встречены в Восточно-Саянской провинции, на Енисейском кряже, в Прибайкалье и имеют позднерифейский возраст (600–700 млн. лет) [13]. На Алданском щите развиты дунит-перидотит-ниолитовые интрузии центрального типа; к ним относятся Кондорский, Арбарастахский, Ингилийский, Горноозерский, Чадский и Инаглийский массивы. В карбонатитах, радиологический возраст которых устанавливается в 610–660 млн. лет [41, 58], концентрируются значительные массы апатит-магнетитовой породы, в составе которой находится апатита 10–15%, магнетита 10–15%, а также пироксен или ортоклаз, амфибол или биотит.

В целом общую интенсивность магматических процессов на протяжении докембрия в какой-то мере характеризует гистограмма плотности распределения Rb–Sr-датировок магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород, построенная Ю.Д. Пушкарёвым [67]; при ее расчете был принят шаг осреднения, равный 50 млн. лет. Автором использовано 1108 анализов, причем полученные результаты были сопоставлены с аналогичными гистограммами Г. Гастилла [117], Р. Дернлея [111], Б. Шубера [108].

Диаграмма интенсивности магматической деятельности в докембрии приведена на фиг. 1; очевидно, что статистические данные позволяют очень определенно очертить позднеархейский (2,6–2,9) и свекофенский (1,8–2,0) максимумы. Что же касается эльсонского (1,3–1,5) и гренвильского (1,0–1,2) магматизма, то они на статистической кривой Ю.Д. Пушкарева сливаются воедино и отражаются в виде одного максимума между 1,0–1,4 млрд. лет.

Относительная распространенность различных типов магматических пород охарактеризована в таблице, расположенной слева от гистограммы. Из нее следует, что в периоды позднеархейского и свекофенского магматизма гранитообразование в основном сочеталось с формированием базитовых и гипербазитовых комплексов.

Наряду с ними уже в период свекофенского магматизма появляются первые щелочные породы, содержащие карбонатиты. Их относительное значение заметно возрастает от нижнего к верхнему рифею и в период гренвильского магматизма щелочные породы наряду с гранитами и базитами становятся весьма распространенными составляющими магматических комплексов. Более того, в пределах докембрия Африки и Евразии щелочные породы местами получают более широ-

Фиг. 1. Тектономагматические события и осадконакопление в докембрии
1–2 – типы магматизма (1 – преобладающие, 2 – встречающиеся); 3 – распределение кремнисто-железородных формаций (джеспилитов) во времени [130] (а – джеспилиты типа оз. Верхнее, б – джеспилиты типа Алгома); 4 – распределение фосфоритов

кое распространение, нежели интрузивные образования нормального ряда – гранитоиды и базиты. Вместе со щелочными породами в зону гипергенеза выводилось большое количество P_2O_5 ; как известно, среднее содержание P_2O_5 в нефелиновых сиенитах колеблется от 0,19 до 0,25% [80]. Кроме того, именно со щелочными породами связаны апатито- и титаноносные карбонатиты, а также залежи промышленных апатитов.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРОТЕРОЗОЕ

В данной работе мы не ставим своей задачей рассмотреть проблему протерозойского осадконакопления в полном ее объеме; здесь мы коснемся только тех осадочных образований, которые наиболее полно отражают эволюцию питающих провинций на протяжении верхнего докембрия.

К числу таких пород – индикаторов развития водосборов принадлежат терригенные породы и джеспилиты.

К группе терригенных пород относятся конгломераты (гравелиты), песчаники и алевролиты; среди них очень сильно различается поведение олигомиктовых и полимиктовых разновидностей.

Как это было показано в работах С.М.Роско [137], Д.С.Робертсона [70], К.Конди [47] и обобщено в трудах Ф.П.Кренделева [52], А.А.Константиновского [49] и др., полимиктовые конгломераты и гравелиты обычно преобладают в разрезах архея; это связано с широким развитием именно в это время зеленокаменных формаций, среди которых доминируют основные вулканы и продукты их переотложения. Олигомиктовые кварцевые конгломераты получают распространение только в верхней части архейских серий, но в целом не являются характерными образованиями нижнего докембрия.

Начало протерозоя совпадает с эпохой очень широкого развития олигомиктовых кварцевых конгломератов, а также олигомиктовых песчаников: по Д.С.Робертсону [70], они обнаруживаются в Канаде, ЮАР, Бразилии и Западной Австралии и на всех континентах их возраст соответствует интервалу 2,2–2,8 млрд. лет. С кварцевыми конгломератами связаны крупные промышленные скопления золота, урана, платиноидов, алмазов, сульфидов меди и никеля и ряда других полезных ископаемых; имеется ряд оснований считать эти залежи древними россыпями [70].

Олигомиктовые конгломераты в районах Блайнд-Ривер (Канада), Сьерра-Жакобина (Бразилия) и в ряде других районов часто оказываются пространственно связанными с более древними корами выветривания, развитыми на магматических породах. Вверх по разрезу они сменяются красноцветными кварцевыми конгломератами, аркозами и олигомиктовыми песчаниками, а еще выше залегают железорудные джеспилитовые толщи; таким образом, золотоносные конгломераты очень часто являются базальными слоями железорудных месторождений типа оз.Верхнее [52, 70].

Хотя фациально среди олигомиктовых рудоносных конгломератов, по-видимому, преобладают прибрежно-морские и прибрежно-озерные образования, в ряде случаев среди них диагностируются также элливиально-пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-дельтовые фации [60].

Эпоха усиленного образования кварцевых конгломератов и песчаников, по всей вероятности, отражает предшествующий период глубокого химического выветривания на континентальном блоке планеты, который в отличие от фанерозойского выветривания не был связан с определенным типом рельефа (пенеплен); возможно, что избыток CO_2 в допротерозойской атмосфере благоприятствовал повсеместному проявлению разложения силикатов коренных пород, и оно осуществлялось как в горах, так и на равнинах [45, 90].

В верхней части нижнего протерозоя, а также в рифее и венде выделяется ряд эпох формирования олигомиктовых песчаников и алевролитов, хотя в целом

их интенсивность по направлению к фанерозю заметно уменьшается. Для верхнего протерозоя особенно характерно развитие красноцветных окрасок и избыток гематита, иногда цементирующего кварц в песчаниках и алевролитах [49].

Полимиктовые терригенные породы более информативны в отношении состава источника сноса. Действительно, как это показал К. Конди [47], обломки полимиктовых конгломератов и песчаников, доминирующих в разрезах архейских зеленокаменных поясов, статистически точно отражают состав размывавшихся эффузивов, а содержание фемических элементов (Fe, Mn, Ti, V, P и др.) в их цементе соответствует геохимической характеристике пород питающих областей.

Как уже отмечено ранее, граувакковые песчаники являются ведущей породой зеленокаменных поясов архея. Хорошим примером этому могут служить граувакковые песчаники группы Фиг Три, а также системы Себаквиан и Булаваян в Африке или серии Киватин на Канадском щите.

В раннем протерозое в разрезах осадочного чехла появляются первые аркозовые песчаники, которые очень быстро начинают конкурировать с граувакковыми песчаниками, а иногда даже вытесняют последние [102].

Действительно, первая мощная гранитизация в конце архея (см. фиг. 1) вызвала к жизни массовое появление и широкое распространение аркозов; аркозовые песчаники занимают место граувакк. Их присутствие было установлено в криворожской серии Украины, в верхнесакуканской свите удоканской серии Сибири, в группе Айленд-Лейк киватинских отложений провинции Супериор (Канадский щит), а также в надсерии Аджиконди прогиба Пайн-Крик в Северной Австралии. Типичные аркозовые песчаники были описаны также в дарварских отложениях Индии и трансваальских отложениях свиты Блэк-Риф в Южной Африке.

Обновление прежних источников сноса и возникновение новых площадей, занятых гранитоидными формациями, во время свекофенской складчатости вызвали новую волну развития аркозовых пород; в течение всего верхнего протерозоя они почти полностью вытесняют граувакки.

В соответствии с наблюдениями В.Н. Шванова [102], в верхнем протерозое аркозовые песчаники встречаются в широком диапазоне тектонических обстановок. К первому типу принадлежат аркозовые песчаники, залегающие в составе чехлов древних платформ и связанные с корами выветривания гранитоидов и других магматических пород. В этом случае они ассоциируются с элювиальными и делювиальными образованиями или с продуктами их перемыва — каолинитовыми глинами и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками. К числу таких ассоциаций принадлежат могилевская свита юго-запада Русской платформы, каверинская свита Пачелмского прогиба, нижнебавлинская свита Татарского свода, терская свита Кольского полуострова.

Вторым типом аркозовых песчаников, характерным только для рифея, являются терригенные толщи миогеосинклиналей, формирующиеся в результате привноса материала с платформ. В них аркозовые песчаники обычно ассоциируются с олигомиктовыми кварцевыми песчаниками. Примером подобных накоплений могут служить айская свита бурзянской серии и зильмердакская свита Башкирского антиклинория, рассольнинская свита Полюдовского поднятия и сухопитская серия Енисейского кряжа.

Наконец, третьим типом аркозовых песчаников рифея являются терригенные скопления, возникающие при замыкании геосинклинальных систем и формировании орогенов. В этом случае они пространственно связаны с грубообломочными, часто полимиктовыми образованиями. Примером могут служить верхнерифейские или рифейско-вендские толщи Урала, Тянь-Шаня и Енисейского кряжа.

В целом полимиктовые аркозовые породы в протерозойское время довольно определенно связываются с эпохами гранитообразования.

В отложениях позднего докембрия широко распространены также красноцвет-

ные формации; обычно они представляют собой сочетание песчаников, алевролитов, глин, которые благодаря присутствию гидроокислов железа окрашены в красноватые тона. Среди красноцветов докембрия особенно развиты терригенно-гематитовые и вулканогенные формации, выделенные и описанные в работах А.И. Анатольевой [1, 2], А.В. Сочавы [81] и др.

К гематитоносным красноцветным формациям принадлежат красноцветные отложения терской и полесской свит Кольского полуострова и Русской платформы, тасеевской серии Сибирской платформы, свиты Дяюйтай (КНР) и ряда других районов. В разрезах докембрия они появляются с середины протерозоя, но наиболее широкое развитие получают в верхнем рифее и венде. Чаще всего эти разновидности красноцветов локализируются в грабенах основания древних платформ и представляют собой континентальные фации пролювиального или аллювиального генезиса, тесно связанные с выветриванием интрузивных комплексов фундамента.

Сингенетичный характер прослоев гематитовых железных руд, возникавших в процессе выветривания кристаллических пород, сомнений не вызывает. Повидимому, появление и господство гематитовых красноцветных формаций отражает избыток химических элементов группы железа в интрузиях верхнего докембрия, слагавших водосборные площади этой эпохи. Важную роль в протерозойской седиментации, по-видимому, играло наличие кислородной атмосферы, обеспечивающее господство гидроокислов железа как в корях выветривания того времени, так и в продуктах их переотложения [7, 26, 28, 43, 81, 90]; кроме того, отсутствие растительности на суше не только усиливало значение окислительных сред, но и придавало осадконакоплению совершенно неповторимый характер механической седиментации.

Вулканогенно-осадочные красноцветные формации протерозойского возраста довольно часто встречаются в разрезах различных континентов; они описаны в отложениях акитканской и уянской серий Прибайкалья и Алданского щита, в протерозое различных районов Канады, Саудовской Аравии и Австралии.

Так же, как и гематитовые красноцветные формации, они преимущественно залегают в грабенах основания чехла древних платформ, хотя известны и их разновидности, пространственно связанные с орогенами; по простиранию или в разрезах вулканогенно-осадочные формации часто сменяются красноцветными, не содержащими в своем составе эффузивных образований. Более того, обычно состав эффузивов, с которыми бывают пространственно связаны красноцветные толщи, варьирует в очень широких пределах — от кислых липаритов и андезитов вплоть до базальтов и диабазов; мне представляется, что такие вариации составов вулканитов однозначно указывают на отсутствие генетической связи между эффузивной деятельностью и красноцветной седиментацией. Есть все основания полагать, что образование вулканогенно-осадочных красноцветных формаций отражает наложение эффузивного процесса на довольно однородный континентальный осадочный процесс; наиболее благоприятными участками для такого наложения служили рифтогенные структуры, возникающие по краям древних платформ.

Что касается широкого распространения терригенных красноцветов, особенно типичного для верхнего протерозоя, то оно, по-видимому, было обусловлено повышенным содержанием железа в породах, слагающих площади водосборов, наличием кислородной атмосферы, а также полным отсутствием растительного покрова на суше и связанного с этим исчезновения признаков, позволяющих различать аридный и гумидный типы мобилизации вещества на континентах.

Следует подчеркнуть, что, согласно построениям Н.М. Страхова [83], растительность — неотъемлемый фактор гумидного процесса. Именно растительность является аккумулятором влаги, обеспечивающим медленное и сезонное пополнение стока гумидных рек; при отсутствии лесов деятельность поверхностных вод приобретает спонтанный характер. Выпадение дождя сопровождается в этом

случае формированием бурных временных водотоков, производящих большую механическую работу и быстро исчезающих.

Лесные массивы являются преградой на пути золотой деятельности; само наличие леса ограничивает движение воздушных масс, меняет направление ветров и часто стимулирует выпадение перемещающихся золотых частиц.

Наземная растительность принимает участие в образовании почвенного покрова и кор выветривания, формирует химический состав подземных и поверхностных вод. Работами В.Р. Вильямса [25], Б.Б. Польнова [65, 66], А.И. Перельмана [63] и др. было показано, что значительная часть массы современных почв возникает в результате минерализации наземной растительности и имеет состав, отражающий малый биологический круговорот химических элементов. В соответствии с данными И.И. Гинзбурга [31] вся кислая стадия формирования кор выветривания протекает при непосредственном участии разлагающегося органического вещества. С развитием растительного покрова связано образование торфа и углей.

Наземная растительность является концентратором многих биогенных химических элементов. При участии растительной органики и микроорганизмов на суше трехвалентное гидроокисное железо восстанавливается до двухвалентного, формируются болотные ландшафты, образуются миграционноспособные металлоорганические соединения.

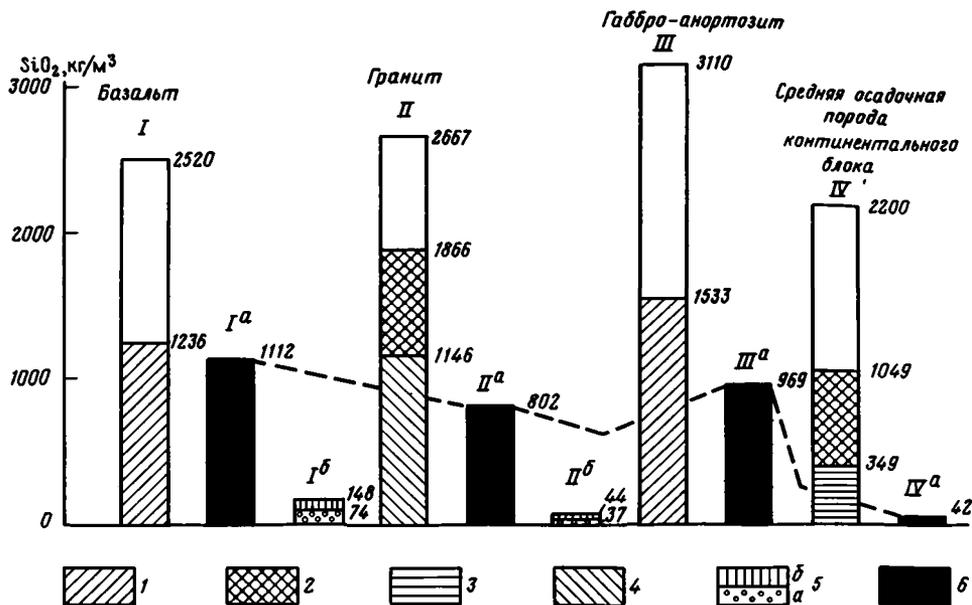
Отсутствие наземной растительности в протерозое приводило, по-видимому, к принципиальному сходству процессов выветривания, протекающих в условиях аридного и гумидного климата. Различие между мобилизацией осадочного материала в различных климатических зонах планеты заключалось только в интенсивности водной миграции, которая резко усиливалась на гумидных водосборах и ослабевала в области аридных, где значительные массы осадков перемещались, вероятно, золотым путем. Можно, по-видимому, говорить об особом типе осадко-накопления, характерном для додевонского этапа развития Земли; в это время слабо различались аридные и гумидные обстановки и мобилизация вещества на всем континентальном блоке шла сходным путем.

В то время, когда на протерозойской суше шло формирование красноцветных формаций, в мелководных озероподобных водоемах и морях происходило образование кремнисто-карбонатных осадков, существенно обогащенных железом, марганцем, фосфором, а также органическим веществом, концентрирующим в себе V, Ti, Co, Ni и ряд других элементов ряда протокристаллизации [92–98].

Среди пород, типичных для протерозойского субаквального осадконакопления, следует назвать железистые кварциты (джеспилиты), тонкослоистые марганцевые карбонатные породы (итабириты), кремнисто-карбонатные фосфориты, кремнистые углеродсодержащие фтаниты, черные сланцы; они обычно бывают парагенетически связаны с разнообразными кремнистыми накоплениями, доломитами, тиллитоподобными породами. Реже в этой ассоциации встречаются терригенные образования – базальные олигомиктовые конгломераты, состав и распространение которых были описаны выше.

Исследование закономерностей распределения рудных скоплений протерозойского времени позволило выделить среди них две главные рудные эпохи – раннепротерозойскую (2,0–2,5 млрд. лет) и вендско-кембрийскую (0,51–0,65 млрд. лет). Обе эти эпохи, подробно описанные в работах [94, 97, 98], имеют планетарное значение. Их положение в стратиграфической колонке протерозоя показано на фиг. 1; здесь воспроизведена кривая распространения джеспилитов, заимствованная из книги Х.Л. Джеймса [130], на которую нанесено распределение фосфоритов по материалам, приведенным в работе [135].

Раннепротерозойская эпоха характеризуется широким распространением железистых кварцитов (джеспилитов), марганцевых кварцитов (гондитов) и тонкослоистых марганцевых карбонатов (итабиритов), среди них преобладают джеспилиты, образующие рудные месторождения типа оз. Верхнее [120–124]. Рудоносные отложения в них отличаются огромными мощностями (сотни метров)



Фиг. 2. Поведение SiO₂ в процессе выветривания эффузивных, магматических и осадочных пород

I^a, II^a, III^a – наиболее вероятные количества SiO₂, извлеченного из главных типов пород [54]; IV^a – данные автора с учетом материалов В.В. Гордеева [32]; I^b, II^b – количества SiO₂, извлеченного из вулканогенных и магматических пород в экспериментах Ж. Педро [61]; I – основные плагиоклазы (лабрадор, анортит), пироксены, оливин; 2 – кварц; 3 – минералы глин (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит); 4 – полевые шпаты (ортоклаз) и кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз); 5 – кремнезем, извлеченный из пород в процессе эксперимента (а – дистиллированной водой, б – водой с CO₂); 6 – растворенный и вынесенный кремнезем

и протяженностью рудных залежей, а также широким развитием окисных и карбонатно-силикатных фаций при полном отсутствии сульфидных. Кроме железистых кварцитов группы Анимика и Меномини в районе оз. Верхнее (Канада, США) к ним принадлежат железистые кварциты Лабрадорского трога (Канада), итабириты Минао Жераис (Бразилия), железистые кварциты Трансвааля (ЮАР), Хамерсли (Австралия), КМА и Кривого Рога (СССР), месторождения штатов Бихар, Майсур и Мадрас (Индия).

В разрезах наряду с железистыми кварцитами, итабиритами и гондитами присутствуют черные углеродсодержащие кремнистые сланцы с повышенным количеством ванадия, титана и ряда других химических элементов (КМА, Кривой Рог, Индия, Трансвааль, Верхнее), а также тонкослоистые кремнистые фосфориты (КМА, Индия). Как правило, среди рудных скоплений отсутствуют эффузивы, благодаря чему большинство исследователей принимают в отношении этих образований не вулканогенно-осадочную, а чисто осадочную гипотезу происхождения [9, 64, 82, 118, 123, 125, 127 и др.].

Вендско-кембрийская эпоха отличается широким распространением тонкослоистых кремнистых и карбонатных пластовых фосфоритов, углеродсодержащих кремнистых сланцев и фтанитов, характеризующихся концентрацией ванадия, кобальта, никеля, фосфора, свинца, серебра и других элементов, а также джеспилитов и марганцевых руд.

Крупные фосфоритоносные бассейны, принадлежащие к отложениям вендско-кембрийского возраста, известны в СССР (Каратау, Казахстан), в МНР (Хубсугул), в КНР и ДРВ (Юннань и Лаокай), в пределах Пакистана и Индии (Музафарбад-Абботабад). Кроме того, они разрабатываются в Австралии (Джорджина) и

Бразилии (Минас Жераис, Гойя, Байя), а также разведаны в Африке (Верхняя Вольта, Бенин, Нигер, возможно, Мавритания и Сенегал).

Углеродсодержащие черные сланцы и фтаниты распространены в пределах СССР (Казахстан, Алтай, Саяны, Приморье), КНР (провинции Синань и Наньджун), Южной Австралии.

Железистые кварциты вендско-кембрийского возраста описаны в СССР (Джетымтау, Буря, Ханкайский р-н, Приморье), а также в Бразилии и Боливии (Морро-ду-Уркуму).

Наконец, марганцевые и железомарганцевые месторождения известны в Казахстане и Южной Сибири (Усинское, Дурновское, Малоурюпинское, Янгельское), в Приморье (Биджанское, Теплоозерское и др.), в КНР (Чайное, Вафанзы), в Верхней Вольте и в ряде других регионов.

Анализ палеогеографических и литолого-фациальных условий формирования этих рудных скоплений приводит к выводу о их нормально-осадочном происхождении [3, 22, 94, 97, 98].

Характерная особенность обеих эпох осадочного рудогенеза – избыток кремнезема, который в осадках этого времени бесспорно является ведущим компонентом. Поступление значительных масс коллоидного SiO_2 в водоемы докембрия было, по-видимому, в значительной степени связано с выветриванием магматических пород, с одной стороны, и с отсутствием разбавления субаквальных осадков терригенными компонентами – с другой.

Возможность извлечения коллоидного кремнезема из магматических пород разного состава оценивается на графике (фиг. 2). На нем слева показано общее количество и формы SiO_2 в 1 м^3 базальта, гранита, габбро-анортозита и средней осадочной породы; справа от этих колонок (черное) показано то количество растворенного SiO_2 , которое может быть вынесено из 1 м^3 породы в результате развития процессов современного выветривания. В основу расчетов положены реальные цифры, полученные Н.А. Лисицкой [54] при изучении современных и древних кор выветривания, развитых на базальтах Гавайских островов, на гранитоидах Сейшельских островов и на амфиболитах Украины.

Количество SiO_2 , вынесенного из средней осадочной породы, было вычислено с учетом взвешенного и растворенного SiO_2 современного мирового стока [27].

Выводы по выносу растворенного SiO_2 из базальтов и гранитов были перепроверены экспериментально; на соответствующих колонках нанесены данные Ж. Педро [61], который выщелачивал кремнезем из пород в аппаратах Сокслета, применяя дистиллированную воду и воду с углекислотой (см. фиг. 2).

Анализ приведенного графика позволяет сделать ряд важных выводов.

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что все магматические породы в отличие от пород осадочных являются мощным поставщиком SiO_2 ; действительно, из 1 м^3 базальта может быть извлечено 1112 кг SiO_2 , а из гранита – 802 кг , тогда как 1 м^3 средней осадочной породы продуцирует только 42 кг кремнекислоты.

Во-вторых, очевидно, что минеральный состав магматических пород оказывает большое влияние на вынос кремнекислоты; хотя в гранитах суммарное содержание SiO_2 достигает 1866 кг/м^3 , из них выносятся только 802 кг/м^3 , что заметно уступает базальтам. Причиной такого парадокса является то обстоятельство, что почти треть SiO_2 в гранитах заключена в устойчивом против выветривания кварце и не подвержена разложению в зоне гипергенеза.

Наконец, следует подчеркнуть, что основные плагиоклазы, пироксены и оливин, слагающие базальты, в условиях зоны гипергенеза оказываются обычно весьма слабоустойчивыми и благодаря этому именно базальт бесспорно является самым мощным поставщиком коллоидной кремнекислоты.

Сравнивая между собой металлогенические особенности нижнепротерозойской и вендско-кембрийской эпох нельзя не отметить их удивительное геохимическое сходство. Действительно, "набор" рудных скоплений, формировавшихся в

Содержание рудных компонентов в 1 м³ породы, кг

| Породы | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Fe _{общ} | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ | V |
|-----------|------------------|------------------|-------------------|------------------|------|-------------------------------|-------|
| Базальты | 95 | 125 | 220 | 34 | 7,8 | 11,3 | 0,63 |
| Граниты | 29 | 37 | 66 | 10 | 3,2 | 5,06 | 0,045 |
| Габбро | 69 | 144 | 213 | 30 | 4,04 | 8,7 | 0,77 |
| Осадочные | 53 | 32 | 85 | 15 | 2,15 | 3,17 | 0,28 |

Примечание. Использованы данные Р.А. Дэли [39] и А.Б. Ронова [71].

водоемах этих эпох, почти тождественен; почти повсеместно осуществлялась концентрация железа, кремнезема, марганца, фосфора, ванадия, магния и других элементов ряда протокристаллизации. Очевидно, что все эти химические элементы, типичны для основных магматических пород и не характерны для кислых.

Это положение подтверждается данными таблицы, из которой следует, что в 1 м³ базальта или габбро заключено в 10–15 раз больше ванадия, в 2–3 раза больше железа и титана, в 1,5–2 раза больше марганца и фосфора, нежели в том же объеме гранита или средней осадочной породы.

Итак, главная геохимическая специализация эпох осадочного рудогенеза в докембрии создавалась в результате выветривания основных эффузивных и магматических пород – базальтов, габбро, анортозитов, диабазов и др. Большую роль в мобилизации этих компонентов играло избирательное выветривание именно основных образований. Как было показано в работах Е. Веншенка [139], Б.Б. Польнова [65], а также В.П. Казаринова [44], разложение базитов и гипербазитов в зоне гипергенеза осуществляется всегда гораздо интенсивнее, нежели выветривание гранитоидов. Более того, экспериментально исследовавший эту проблему Ж.Педро [61] показал, что по скорости проникновения вод и по степени полного разложения породы базальты в 11 раз превосходят граниты.

Эти данные означают, что даже при равенстве площадей распространения кислых и основных магматических пород извлечение рудных компонентов будет протекать таким образом, что наиболее важным поставщиком вещества в зону гипергенеза всегда будут являться именно основные магматические породы и эффузивы.

Анализ фактического материала, приведенного на фиг. 1 и изложенного в первой части статьи, убеждает в том, что основные кристаллические породы играли важную роль в составе питающих провинций и в донижнепротерозойское время (базальты "зеленокаменных поясов", базиты слоистых плутонов) и в довендско-кембрийское время (базиты и гипербазиты свекофенид, эльсонского и гренвильского магматизма).

Другим очень важным фактором, определившим возможность возникновения эпох осадочного рудообразования, была пауза в процессах интенсивных тектонических движений. Характеризуя обстановку раннепротерозойского рудогенеза, Х.Джеймс писал: "Железорудные формации обычно отлагались вблизи обнаженных пологих материков в периоды, когда не было сноса терригенного материала в море. Во время отложения железорудных формаций преобладало глубокое химическое выветривание с полным разложением силикатов и переходом большого количества железа и кремнезема в раствор" [130, с. 65]. Это мнение разделяли П.Клауд [45], Х.П. Эйгстер и Ай Мин-чжоу [105], Дж.Мейнард [59] и многие другие исследователи.

Характерной чертой вендско-кембрийского рудообразования также является широко проявленная в это время стабилизация тектонических движений. Как это было показано в работах В.Г. Королева и др. [50], кембрийское фосфоритообразование в Евразии совпадает с проявлением устойчивого платформенного

этапа. Почти повсеместно замирают процессы складкообразования, уменьшается амплитуда поднятий, и в конечные водоемы стока поступает минимальное количество разбавляющего терригенного материала. В этих стабильных условиях в бассейнах вендско-кембрийской седиментации на первый план выходят факторы, определяющие возможность развития коллоидно-хемогенных и биогенных процессов. Как следствие здесь в огромных масштабах осуществлялось образование пластовых фосфоритов, ванадиеносных фтанитов, реже — железистых кварцитов и железомарганцевых руд.

Наряду с геохимическим сходством вендско-кембрийских и нижнепротерозойских бассейнов осадконакопления между ними несомненно имеют место и существенные различия. Очевидно, что в нижнепротерозойское время ведущими химическими компонентами являлись железо и кремнезем; часто, но не всегда, с ними ассоциируются скопления марганца и фосфора, углеродсодержащие кремнистые скопления с концентрациями ванадия и сопутствующих ему редких элементов, а также различные по составу карбонатные отложения.

Наоборот, главными компонентами в морях венда и кембрия чаще всего были фосфориты и ванадиеносные углеродисто-кремнистые толщи с сопутствующими им редкими металлами, тогда как железные и железомарганцевые руды здесь бесспорно отходят на второй план. При этом несомненно уменьшается относительная роль джеспилитов, которые в преддверии фанерозоя становятся уже довольно редкими образованиями.

Такие изменения в составе профилирующих осадочных образований очень точно отражают специфику магматизма в верхнем докембрии. Действительно, наряду с гранитоидами и габбро-анортозитовыми интрузиями в довендское время получают широкое распространение щелочные интрузии гранитов и нефелиновых сиенитов; с ними обычно ассоциируются карбонатиты и пегматиты, содержащие апатит-магнетитовую и редкометалльную минерализацию (см. фиг. 1).

Главное отличие довендской суши от допротерозойской заключалось в значительной массе щелочных мигматитов, которые начали играть заметную роль в строении континентального блока именно в верхнем протерозое. Вместе с базитами и щелочными магматическими породами в зону гипергенеза в это время оказалось внесено много фосфора, ванадия, отчасти железа, марганца и титана.

Таким образом, металлогеническая специализация нижнепротерозойской и вендско-кембрийской эпох осадочного рудообразования оказывается полностью предопределена особенностями предшествующей магматической деятельности.

Окидывая взглядом осадочный процесс протерозойской эпохи в целом, следует еще раз подчеркнуть его неповторимость и своеобразие. Его характерные особенности заключались в следующем:

1. Питающие провинции были сложены главным образом магматическими породами, существенно обогащенными химическими элементами группы железа; соотношение площадей, занятых эффузивами, гранитоидами, базит-гипербазитовыми и щелочными интрузиями, определяло состав тех рудных компонентов, которые поступали в бассейны седиментации.

2. Нижнепротерозойская эпоха формирования джеспилитов возникла в ходе размыва и мобилизации материала из чарнокитов и эндербитов, основных эффузивов зеленокаменных поясов, а также базит-гипербазитовых интрузий позднеархейской фазы складчатости; в отличие от нее вендско-кембрийская эпоха фосфоритообразования формировалась под влиянием эрозии основных эффузивов, щелочных пород и базит-гипербазитовых интрузий свекофенского, эльсонского и гренвильского этапов.

3. Мобилизация осадочного материала на суше происходила при полном отсутствии растительного покрова; в результате были стерты многие индикаторные особенности гумидного осадочного процесса и осадконакопление сочетало в себе черты аридного и гумидного литогенеза.

4. Протерозойскому осадконакоплению предшествовало интенсивное выветри-

вание материнского субстрата, обеспечившее широкое распространение зрелых олигомиктовых пород, в том числе золото- и ураноносных кварцевых конгломератов.

5. Осадкообразование происходило в обстановках предгорных равнин и побережий, где осуществлялось формирование красноцветных формаций, а также в мелководных озерно-морских водоемах, где на значительных площадях шло накопление железорудно-кремнистых, марганцево-карбонатных, фосфатно-кремнистых и фтанитовых осадков.

6. Массовое осадочное рудообразование осуществлялось в периоды стабилизации тектонических движений при затрудненном привносе терригенного материала в конечные водоемы стока.

Нетрудно видеть, что процессы осадко- и рудообразования в протерозойское время очень четко отражали эволюцию питающих провинций континентального блока.

Все отмеченные черты протерозойского осадочного процесса резко отличают его от фанерозойского осадконакопления и позволяют, как нам кажется, выделить его в качестве нового и самостоятельного типа седиментогенеза. Об этом свидетельствуют своеобразный состав питающих провинций, представленных преимущественно магматогенными породами, резко обогащенными элементами ряда протокристаллизации и, в первую очередь, железом и марганцем, а также отсутствие пород-индикаторов, позволяющих различать гумидный и аридный типы осадочного процесса.

Список литературы

1. *Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с.
2. *Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
3. *Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 271 с.
4. *Баженова Г.Н.* Анортозиты Келарского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 70–85.
5. *Барсуков В.Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. 1985. № 3. С. 2–26.
6. *Башарин А.Н., Шульдингер В.И., Мошкин В.Н., Дворкина Б.Д.* Докембрий Северной Америки // Северная и Южная Америка. М.: Наука, 1976. С. 5–139.
7. *Бгатов В.И.* Кислород земной атмосферы. Статья 2 // Сб. научн. тр. СибНИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья. Новосибирск, 1977. № 250. С. 20–40.
8. *Бейли Р.В., Джеймс Х.Д.* Докембрийские железорудные формации США // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 35–75.
9. *Белевцев Я.Н., Натаров В.Д., Моляк Г.И. и др.* Геология криворожских железорудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 483 с.
10. *Биркис А.П., Кошк Л.И.* Анортозиты поздних этапов развития Восточно-Европейской платформы // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 148–189.
11. *Богатиков О.А.* Основные породы СССР и место в них апатитовой минерализации // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 241–249.
12. *Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* "Серые гнейсы" архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры // Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 17–24.
13. *Богатиков О.А., Кононова В.А., Яшина Р.М. и др.* Магматизм и геодинамика активизированных областей // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 187–222.
14. *Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И. и др.* Магматические формации и эволюция литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 3–17.
15. *Богатиков О.А., Марков М.С., Новикова А.С., Штрейс Н.А.* Особенности развития земной коры в раннем докембрии – факты и гипотезы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 11–17.
16. *Божко Н.А.* О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 5. С. 15–24.
17. *Борукаев Ч.Б.* Этапы формирования континентальной коры в докембрии // Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 87–92.

18. Бухарев-В.П. Анортозит-рапакивигранитная формация Украинского щита // Геол. журн. 1983. Т. 43. № 4. С. 30–40.
19. Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 206 с.
20. Бухаров А.А. Среднепротерозойские вулканогенные формации в истории Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток: Изд-во Дальневост. политех. ин-та, 1974. С. 99–108.
21. Бухаров А.А., Чигин М.М. Новые данные о среднепротерозойском вулканизме Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 3. С. 662–665.
22. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.
23. Бьюкс Н.Дж. Докембрийские железорудные формации Южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 70–129.
24. Вильсон А.Ф. Чарнокитовые породы Австралии // Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965. С. 178–201.
25. Вильямс В.Р. Почвоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 196 с.
26. Виноградов В.И., Лейтес А.М. Об условиях седиментации в раннем докембрии и времени становления кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 34–42.
27. Виноградов В.И., Лейтес А.М., Буякайте М.И., Покровский Б.Г. Rb–Sr-система в породах Олёкмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 2. С. 445–449.
28. Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.
29. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж // Геохронология СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1973. С. 180–202.
30. Вревский А.Б. Кольская область // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 23–65.
31. Гинзбург И.И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фациальном анализе // Методы изучения осадочных пород. Т. II. М.: Гостеолтехиздат, 1957. С. 319–347.
32. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
33. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса – главные корообразующие структуры раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 84–94.
34. Гудвин А.М. Архейские железорудные формации в тектонических бассейнах Канадского щита // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 9–35.
35. Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 139–153.
36. Джексон Э.Д. Хромитовые месторождения комплекса Стиллуотер в Монтане // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. С. 161–183.
37. Дмитриев Ю.И., Цветков А.А., Кононова В.А., Коваленко В.И. Эволюция магматических формаций и ассоциаций в истории // Магматические горные породы (эволюция магматизма в истории Земли). М.: Наука, 1987. С. 294–317.
38. Другова Г.М. Батомгская область // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 276–282.
39. Дали Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. М.: ОНТИ, 1936. 542 с.
40. Елисеев И.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.: Наука, 1965. 204 с.
41. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141. № 3. С. 67–69.
42. Закрыткин В.В. Основные парачарнокиты. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1981. 214 с.
43. Казанский Ю.П. Замечания к статье В.И. Виноградова, Т.О. Реймера, А.М. Лейтеса, С.Б. Смелова "Древнейшие сульфаты..." // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 135–140.
44. Казаринов В.П. Классификация продуктов формаций коры выветривания // Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. С. 21–29.
45. Клауд П. Палеоэкологические значения полосчатых железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 298–310.
46. Колотухина С.Е., Первахина А.Е., Рожанец А.В. Геология месторождений редких элементов Африки. М.: Наука, 1964. 304 с.
47. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
48. Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 62–78.
49. Константиновский А.А. Геология и металлоносность кварцевых толщ докембрия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 36–50.

50. Королев В.Г., Джумалиев Т., Киселев В.В. и др. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 62–71.
51. Краснобаев А.А., Семихатов М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР: современное состояние // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 159–182.
52. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. М.: Наука, 1974. 238 с.
53. Лентиков А.М. Аморфизиты Джугджура и ассоциирующие породы // Аморфизиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 100–113.
54. Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.
55. Лихачев А.П. О формировании бушвельдского интрузивного комплекса и связанных с ним рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 12. С. 50–65.
56. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпоха и типы гранитообразования в докембри Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
57. Марков М.С., Добрынецкая Л.Ф., Авакян К.Х., Кицура И.К. Области развития "серых гнейсов" // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 72–84.
58. Масайтис В.Л. Средне- и позднекембрийский магматизм Сибирской платформы // Геохронология СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1973. С. 263–267.
59. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 357 с.
60. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их зональностью // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 6. С. 3–20.
61. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 352 с.
62. Пейдж Р.У., Мак-Каллох М.Т., Блэк П.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии // Тр. 27-го Международ. геол. конгресса. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 14–35.
63. Перельман А.И. Очерки геохимии ландшафтов. М.: Географиздат, 1955. 392 с.
64. Плаксенко Н.А. Особенности палеогеографической обстановки формирования железисто-кремнистых осадков курской серии и вопросы теории докембрийского железорудного осадконакопления // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969. С. 11–27.
65. Польшов Б.Б. Кора выветривания. Т. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 242 с.
66. Польшов Б.Б. Ученые о ландшафтах // Вопросы географии. М.: Изд-во АН СССР. 1953. Вып. 33. С. 24–65.
67. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в развитии системы кора – мантия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГЕОХИ, 1987. 48 с.
68. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
69. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7–26.
70. Робертсон Д.С. Базальные протерозойские слои как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана // Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976. С. 507–525.
71. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
72. Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 412 с.
73. Рудник В.А., Собонович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
74. Рудник В.А., Собонович Э.В. Ранняя история Земли. Л.: Недра, 1973. 23 с.
75. Рябчиков И.Д. Процессы мантийного магмообразования // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 349–372.
76. Салоп Л.И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже среднего и верхнего докембрия // Докембрий. М.: Наука, 1980. С. 138–145.
77. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1974. 301 с.
78. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия в СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
79. Симон А.К., Кононова В.А. Магматизм и геодинамика областей стабилизации фундамента древних платформ // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 173–187.
80. Смирнов Ф.Л. Роль фосфора и условия его концентрации в магматических горных породах // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 15–28.
81. Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 297 с.
82. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

83. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. II. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 374 с.
84. *Суханов М.К., Богданова Н.Г., Сумин Л.В., Рачков В.С.* Первые результаты термозонного радиологического датирования древнейших анортозитов СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 684–688.
85. *Суханов М.К., Рачков В.С.* Апатитоносные габбро-нориты Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 115–118.
86. *Тренделл А.Ф.* Докембрийские железорудные формации Австралии // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 155–172.
87. *Тузаинов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 129 с.
88. *Турченко С.И., Соколов Ю.М.* Байкало-Патомский пояс // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 321–330.
89. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. Антарктида, Африка. М.: Наука, 1971. 548 с.
90. *Хаттори К., Кемпбелл Ф.А., Кроуз Х.Р.* Распространенность изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–849.
91. *Хильтов В.Я.* Канско-Присянская область // Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. С. 301–321.
92. *Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 35–48.
93. *Холодов В.Н.* О металлогении венда и кембрия Евразии. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 32–54.
94. *Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 280 с.
95. *Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–309.
96. *Холодов В.Н.* Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–91.
97. *Холодов В.Н.* Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 9–43.
98. *Холодов В.Н.* Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
99. *Холодов В.Н., Штеренберг Л.Е.* К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 5. С. 73–93.
100. *Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А.* Вулканоплутонические пояса юга Восточной Сибири и их металлогенетические особенности // Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск: Наука, 1971. С. 32–58.
101. *Шарков Е.В.* Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С. 5–60.
102. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород. М.: Наука, 1987. 268 с.
103. *Шпунт Б.Р., Сочнева Э.Г.* Раннерифейские карбонатиты Анабарского массива // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 4. С. 946–951.
104. *Щербак Н.П., Бортицкий Е.Н., Луговая И.П.* Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 246 с.
105. *Эйгстер Х.П., Ай Мин-чжоу.* Условия отложения железорудных формаций докембрия // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 311–348.
106. *Ashwal D., Wooden J.L.* Sm–Nd isotopic studies of Proterozoic anorthosites: systematic and implications // The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces, N.Y.: Reidel Public. Company, 1985. P. 61–73.
107. *Birck J.L., Allegre C.J.* Rb–Sr systematics of Munsche Tundra mafic pluton (Kola Peninsula, USSR) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 20. № 2. P. 266–273.
108. *Choubert B.* Reflexions sur la finalité des mesures géochronologiques (périodicité des événements du Précambrien et dérive des Continents) // Bull. Soc. géol. France. 1965. V. 9. № 6. P. 28–46.
109. *Clifford T.N.* Radiometric dating and pre-Siberian geology of Africa // Radiometric dating for geologists. Intersci. Publ., 1968. P. 28–62.
110. *Currie K.L.* The alkaline rocks of Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1976. № 239. P. 105–125.
111. *Darnley A.J., Smith G.H., Thrandler D.R.D. et al.* Age of uraninite from two British localities // Mineral. Mag. 1960. V. 32. № 251. P. 654–658.
112. *Emslie R.F.* Pyroxene megacrysts from anorthositic rocks new clues to the sources and evolution of the parent magmas // Canad. Mineral. 1974. V. 13. P. 138–145.
113. *Emslie R.F.* Geology and petrology of the Harp Lake complex, Central Labrador, an example of Elsonian magmatism // Bull. Geol. Surv. Canada. 1980. V. 298. P. 11–136.

114. *Fairbairne H.W., Faure G., Pinson W.H., Hurley P.M.* Rb-Sr whole-rock age of the Sudbury lopolith and basin sediments // *Canad. J. Earth. Sci.* 1968. V. 5. № 3. Pt 2. P. 60-75.
115. *Fick D.L., Heyde C.* Additional date on the geology of the Mbeya carbonatite // *Econ. Geol.* 1959. V. 5. № 5. P. 842-872.
116. *Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. Spec. issue. P. 15-32.
117. *Gastill G.* The distribution on minerals dates in time and space // *Amer. J. Sci.* 1960. V. 258. № 1. P. 125-135.
118. *Gill L.E.* Origin of the Genflint iron-bearing formation // *Ibid.* 1927. V. 22. № 7. P. 56-102.
119. *Gole M.L., Klein C.* Banded iron-formation throught much of Precambrian time // *J. Geol.* 1981. V. 89. P. 169-183.
120. *Gross G.A.* Geology of iron deposits in Canada // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1965. V. 1. № 22. P. 170-181.
121. *Gross G.A.* Primary features in cherty iron-formations // *Sediment. Geol.* 1972. V. 7. № 4. P. 241-281.
122. *Gross G.A.* Condition of formation of basic types of the Precambrian ferruginous formations // *Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира.* Киев: Наук. думка, 1972. С. 8-15.
123. *Gross G.A.* A classification of iron formations based on the depositional environments // *Canad. Mineral.* 1980. V. 18. № 2. P. 215-222.
124. *Gross G.A.* A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada // *Ibid.* 1980. P. 223-229.
125. *Grout F.F.* Nature and origin of the Biwabik ironbearing formation of the Mesabi district, Minnesota // *Ibid.* 1919. № 14. P. 18-36.
126. *Gruenwaldt von G., Sharpe M.R., Hatton C.J.* The Buschveld complex: introduction and review // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. № 4. P. 803-812.
127. *Gruner J.W.* Biwabik iron formation // *Econ. Geol.* 1922. V. 17. P. 33-42.
128. *Holmes A., Cahen L.* Geochronologie africaine. Resultats acquis and 1-er juillet 1956 // *Mem. Acad. roy. sci. colon. Cl. sci. natur. et med. Nouv. ser.* 1957. 5. Fasc. 1. P. 1-169.
129. *Jakes P., White A.J.R.* Composition of island arcs and continental growth // *Earth, and Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 12. P. 224-230.
130. *James H.L.* Iron formation: fact and problems. Amsterdam: Elsevier, 1983. 350 p.
131. *Kanungo D.N., Chetty T.R.* Anorthosite body in the Nellore micapegmatite belt of Eastern India // *J. Geol. Soc. Indian.* 1978. V. 19. № 2. P. 87-90.
132. *King B.C., Sutherland D.S.* Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa, Pt. 1 // *Sci. Progr.* 1960. V. 48. № 190. P. 298-321.
133. *Macgregor A.M.* The geology and geochronology of Southern Rhodesia (Abstr.) // *Proc. Geol. Soc. London.* 1956. № 1541. P. 117-121.
134. *Moorbath S.* Age and isotopic evidence for the evolution of continental crust // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1978. V. 288. P. 401-413.
135. Proterozoic-Cambrian phosphorites, Canberra: Publ. and Print. Co Pty. Ltd, 1979. 101 p.
136. *Rankin D.W.* Late Precambrian glaciation in the Blue Ridge province of the Southern Appalachian Mountains // *Geol. Soc. America Progr. Ann. Meeting.* 1968. P. 32-64.
137. *Roscoe S.M.* The Huronian supergroup, a paleo-archean succession showing evidence of atmospheric evolution // *Geol. Soc. of America, Special Paper.* 1973. V. 12. P. 33-47.
138. *Silver L.T., Green Y.C.* Zircon ages for Middle Keweenaw rocks of the Lake Superior region // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1963. V. 44. № 107. P. 28-47.
139. *Weinschenk E.* Grundzüge der Gesteinskunde. Freiburg, 1906. 524 S.
140. *Zartman R.E.* Rubidium-strontium age of some metamorphic rocks from the Llano Uplift, Texas // *J. Petrol.* 1965. V. 6. № 1. P. 28-36.

УДК 551.21 (571.66)

Кураленко Н.П.

**ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ФОРМИРОВАНИЕ
ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АЛЛЮВИЯ р. КАМЧАТКИ
И ЕЕ ПРИТОКОВ**

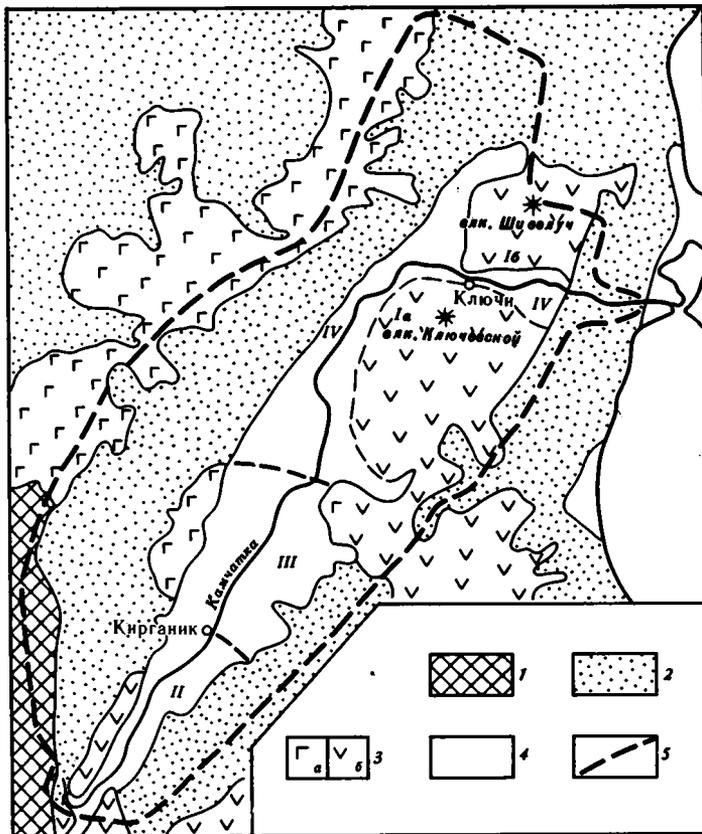
В статье выявлены основные закономерности влияния вулканизма на вещественный состав аллювия р. Камчатки. В минералогическом составе аллювия выделены тефрогенная, терригенная, вулканотерригенная и смешанная ассоциации. Установлены главнейшие изменения химического состава аллювия.

В областях современного и древнего вулканизма широко развиты вулканотерригенные и смешанные породы. Для успешного выяснения условий их образования необходимо знать закономерности накопления аналогичных осадков в настоящее время и в голоцене. В литературе имеются данные о формировании минерального состава позднекайнозойских отложений Камчатки [1, 2] и некоторых других районов ([4] и др.). Материалов о химическом составе таких осадков сравнительно мало. Поэтому автором проведено изучение минерального и химического состава аллювия р. Камчатки.

В питании обломочным материалом участвуют самые разнообразные источники (фиг. 1). В верховьях в нее поступают продукты разрушения древних метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, развитых в Ганальском, Валагинском хребтах и на прилегающем отрезке Срединного хребта. Ниже пос. Лазо в долину р. Камчатки со склонов действующих и недавно потухших вулканов Ключевской группы и Шивелуч временными водотоками и лахарами выносятся много свежего вулканокластического материала. Кроме того, здесь выпадает большое количество вулканических пеплов. Наиболее мощными и заметными в разрезах являются белые андезитовые пеплы вулкана Шивелуч. Ниже рассмотрены особенности состава этого материала.

Вещественный состав вулканических пеплов. Ниже пос. Лазо (до пересечения р. Камчаткой хр. Тумрок) в пойменном и старичном аллювии встречаются многочисленные прослой вулканических пеплов. Наиболее четко выделяются прослой светло-серых, белых, светло-палевых пеплов вулкана Шивелуч. Семь из них являются маркирующими и прослежены далеко на прилегающих территориях. Минеральный состав их описан в работах [3, 5, 6]. Основными их компонентами являются: частички пемзовидного андезита и плотного андезита в грубых фракциях, идиоморфные зерна кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов, рудных, частицы стекла и лав — в песчаных фракциях. Чаще всего встречающиеся мелкозернистые алевритовые и алевритопелитовые пеплы состоят в основном из частиц пористого и прозрачного стекла и небольшого количества кристаллов и их обломков. В связи с таким составом тефра вулкана Шивелуч при переносе по воздуху и водными потоками легко подвергается дифференциации как по крупности, так и по составу.

Прослой базальтовых пеплов в аллювии р. Камчатки весьма редки и мало мощны (до 1,5 см), имеют черный, темно-бурый цвет. В их составе преобладают остроугольные, клочковатые частицы черного непрозрачного тахилита, реже прозрачного стекла и обломки плагиоклазов, пироксенов, иногда оливина.



Фиг. 1. Основные источники обломочного материала в бассейне р. Камчатки (с использованием данных "Геология СССР", т. 31, 1964)

1 – палеозойские (?) глубоко измененные и протерозойские (?) метаморфические породы; 2 – мезозойские (главным образом в южной части района) и кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 3 – четвертичные (а – базальтовые лавы, б – базальтовые и андезитовые лавы и тephра); 4 – четвертичные осадочные отложения; 5 – границы бассейна р. Камчатки. Римскими цифрами показаны основные минеральные ассоциации в аллювии р. Камчатки и ее притоков: I – тefрогенные осадки временных водотоков, стекающих со склонов вулканов (а – Ключевской группы, б – влк. Шивелуч); II – терригенные осадки верховьев р. Камчатки; III – вулканотерригенные осадки среднего течения реки; IV – смешанные осадки нижнего течения реки

Следует отметить, что за пределами долины р. Камчатки в этих же районах широко развит покров голоценовых пепловых накоплений (почвенно-пирокластический чехол), мощность которого достигает 3 м. Помимо отмеченных четких прослоев пеплов основная часть его разреза представлена достаточно однообразной палеовой супесью. Она имеет смешанный состав, так как в ней присутствуют частицы как андезитовой, так и базальтовой пирокластики, выпадающей почти ежегодно в результате частых извержений вулканов Камчатки. Визуально прослой такого материала в пойменном и старичном аллювии практически не видны. Микроскопически часть его удастся диагностировать по свежести и остроугольности частиц.

Вещественный состав осадков рек, дренирующих склоны вулканов. Для того чтобы проследить путь свежей вулканокластики от момента ее извержения до захоронения в различных обстановках у подножий вулканов и на прилежащих территориях, нами были изучены отложения, накапливающиеся у подножий и по периферии вулканов Ключевской группы – Ключевского, Безымянного, Толба-

чик, Плоского, а также Шивелуч, и аллювий рек, дренирующих несколько таких аппаратов — Сухой Хапицы, Студеной.

Проведенное исследование показало, что вещественный состав отложений у подножий действующих вулканов формируется в основном в результате переотложения и измельчения свежей пирокластики (прежде всего грубообломочной) различными агентами. При этом лахаровые потоки и ледники производят лишь переотложение и измельчение материала, а водные потоки, кроме того, его окатывание и сортировку по крупности и удельному весу. Последняя, так же как и в пеплах при золотом разnose, наиболее хорошо проявлена в отложениях подножий и периферий андезитовых экструзивно-эксплозивных вулканов и слабее всего — эффузивных и эффузивно-эксплозивных вулканов. Рассмотрим конкретные примеры.

У активно действующего базальтового вулкана Ключевского преобладающая часть исходных пород образуется при извержениях вулканского и в меньшей мере — вулканско-стромболианского, стромболианского типов. Они представлены в основном отложениями раскаленных лавин, тефрой: бомбами, лапиллями, пеплом, а также глыбовыми лавами. Во время извержений и вскоре после них значительная часть этого материала выносится со склонов постройки мощными лахаровыми потоками и сгружается у ее подножия, отчасти достигая и периферии. В дальнейшем процессами склонового смыва и временными потоками он постепенно переотлагается, сортируется, окатывается и отлагается еще дальше: у основания подножия и по периферии вулкана. Часть его достигает р. Камчатки. Так, изучение минерального состава отложений рек Апахончич и Киргурич, дренирующих этот вулкан, показало, что при переходе от несортированных отложений лахаров к сортированным русловым осадкам долин временных водотоков в одних и тех же фракциях несколько возрастает содержание более плотных компонентов (в том числе тяжелой фракции) и уменьшается — более легких пористых шлаковых, стекловатых фрагментов. При переходе далее от русловых накоплений к тонкозернистым осадкам иссякающих водотоков содержание тяжелой фракции снижается, а легкой (частиц шлаков и прозрачного стекла, часто пористого) — увеличивается.

Еще ярче эта тенденция проявляется в пределах конуса выноса, например р. Киргурич. В целом дифференциация по крупности здесь приводит к тому, что у подножия вулкана в отложениях преобладает грубообломочный материал, состоящий из обломков лав, а к периферии и в долину р. Камчатки выносятся мелкозем, образующийся при измельчении непрочной пористой лавокластики, шлаковых бомб, лапиллей и пеплов. При переносе этого мелкозернистого материала происходит также его заметная сортировка. Однако химический анализ показывает, что при этом валовый химический состав осадка существенно не меняется. Колебания в содержании элементов часто не выходят за пределы погрешности анализа. Намечается незначительное уменьшение содержания в алевропелитовом наилке Mg и Fe за счет уменьшения в нем доли темноцветных минералов. Эти изменения объясняются близостью химического состава основных компонентов осадков: лито-, витро- и кристаллокластики, и небольшого содержания кристаллической фазы [6].

Таковыми же особенностями состава характеризуются осадки р. Бильченек, дренирующей северные склоны базальтового вулкана Ближнего Плоского (табл. 1). В них преобладают угловатые обломки шлаков, лав, прозрачного стекла (в сумме до 70%), плагиоклазов (20—25%), пироксенов (до 5%) и реже магнетита, оливина.

В отличие от рассмотренных осадков, накапливающихся у подножий и по периферии базальтовых вулканов, в осадках, отлагающихся в районах андезитового экструзивно-эксплозивного вулканизма, механическая дифференциация приводит к заметным изменениям их химического состава. Это объясняется прежде всего особенностями состава исходного материала. Типичным примером являются осадки рек, дренирующих вулкан Шивелуч.

Химический состав осадков рек Бильченек и Студеной, %

| Компоненты | Бильченек | | | Студеная | |
|--------------------------------|-----------|----------------------|---------|----------|--------|
| | песок | мелкозернистый песок | алеврит | песок | пелит |
| SiO ₂ | 51,27 | 51,04 | 50,04 | 53,45 | 55,59 |
| TiO ₂ | 0,79 | 0,96 | 0,96 | 0,96 | 0,96 |
| Al ₂ O ₃ | 17,48 | 17,47 | 17,94 | 16,98 | 18,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,55 | 7,15 | 7,81 | 4,66 | 4,49 |
| FeO | 4,03 | 2,88 | 2,76 | 5,73 | 2,71 |
| MnO | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,13 |
| CaO | 10,12 | 9,84 | 9,76 | 8,51 | 8,40 |
| MgO | 5,57 | 5,24 | 5,10 | 6,93 | 3,57 |
| Na ₂ O | 2,93 | 3,27 | 2,70 | 0,79 | 3,49 |
| K ₂ O | 1,11 | 1,17 | 1,04 | 1,04 | 1,24 |
| H ₂ O ⁻ | 0,48 | 0,62 | 1,05 | 0,14 | 0,34 |
| H ₂ O ⁺ | 0,41 | 0,53 | 0,96 | 0,14 | 0,44 |
| CO ₂ | — | — | — | — | 0,50 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,19 | 0,18 | 0,19 | 0,22 |
| Сумма | 100,15 | 100,52 | 100,46 | 99,70 | 100,09 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик Е.В. Черкасова.

На склоне и у подножия вулкана Шивелуч широко распространены отложения направленных взрывов, пирокластических потоков, раскаленных лавин и тефры. Они состоят из обломков пироксен-роговообманковых андезитов и их пемз, которые представлены в разной степени пористости пористой основной массой ($n = 1,500-1,512$, что соответствует дациту) с многочисленными вкрапленниками плагиоклазов, реже роговой обманки, пироксенов, магнетита. При переотложении такая непрочная пористая порода легко измельчается. Освободившиеся кристаллы и фрагменты стекла, особенно пористые, сильно различаются по удельному весу и поэтому легко сортируются под действием водного потока и эолового процесса на существенно минеральные песчаные и существенно витрокластические, алевропелитовые фракции.

Гравий и гальки р. Кебеку (образцы В.В. Пономаревой) состоят из полуокатанных, окатанных, реже угловатых обломков плотных, умеренно пористых хорошо раскристаллизованных андезитов: серых, голубовато-серых (60–70%) и розовых, буроватых, в разной мере окисленных (до 25–30%). Реже присутствуют белые фрагменты пемзовидного андезита (10–15%) и примесь (1–2%) черных обломков базальтов и других пород.

Состав песчаных и более тонких фракций существенно зависит от общей крупности и сортированности осадка. В верховьях реки в гравийно-песчаных осадках прирусловой отмели песчаные фракции состоят в основном из кристаллов, покрытых рубашкой тонкопористого стекла и их обломков, а также из частиц плотных, слабопористых лав и реже пемзы. При переходе к тонким фракциям содержание минералов уменьшается, а частиц основной массы лав, пемзы, стекла — увеличивается, так что в мелкоалевритовых и пелитовых фракциях последние резко преобладают.

Характерно, что в плохо сортированных осадках содержание тяжелой фракции составляет около 30%, а в хорошо сортированных — возрастает до 40%. Здесь же при переходе к мелкозернистым осадкам иссякающих водотоков в одних и тех же фракциях повышается содержание пемзовидных частиц и понижается

Химические анализы современных осадков в русле и на конусе выноса временных водотоков у подножия андезитового вулкана Шивелуч, %

| Окислы | Русло р. Кебеку (юго-восточное подножие) | | | Конус выноса руч. Безымянного (южное подножие) | |
|--------------------------------|--|----------------------|------------------------|--|------------------------|
| | гравий | мелкозернистый песок | алевропелитовый наилот | среднезернистый песок | алевропелитовый наилот |
| SiO ₂ | 58,32 | 56,14 | 62,27 | 57,50 | 62,88 |
| TiO ₂ | 0,70 | 0,73 | 0,57 | 0,55 | 0,54 |
| Al ₂ O ₃ | 14,60 | 16,53 | 14,33 | 18,33 | 15,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,19 | 8,05 | 4,87 | 5,41 | 4,78 |
| MnO | 0,13 | 0,15 | 0,06 | 0,11 | 0,09 |
| MgO | 5,51 | 5,74 | 3,07 | 4,58 | 3,29 |
| CaO | 6,50 | 7,68 | 4,54 | 7,50 | 5,26 |
| Na ₂ O | 4,11 | 4,19 | 4,54 | 4,51 | 4,24 |
| K ₂ O | 1,16 | 0,77 | 1,68 | 0,95 | 1,46 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,20 | 0,22 | 0,16 | 0,22 |
| Сумма | 98,43 | 100,18 | 96,15 | 99,34 | 97,77 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе JY-48.

содержание плагиоклазов, тяжелой фракции, а в последней — особенно рудных минералов. Это обусловлено тем, что иссякающие водотоки из крупных частиц в состоянии переносить лишь наиболее легкие, такие, как пемзовый песок и пемзовый гравий. Такая дифференциация наиболее четко проявлена в осадках конуса выноса (например, осадки руч. Безымянного).

Подобная дифференциация приводит также к существенным изменениям химического состава осадков (табл. 2). Песчаные осадки, заметно обогащенные кристаллами (до 75%), имеют более основной, андезито-базальтовый состав по сравнению с исходной андезитовой пирокластикой. Содержание SiO₂ при этом уменьшается от 60 до 54,5%. Одновременно несколько понижается содержание К и повышается — Al, Fe, Ca и Mg (за счет увеличения относительного количества плагиоклазов и темноцветных минералов).

При переходе к алевритовым и алевропелитовым осадкам иссякающих водотоков их валовой химический состав, наоборот, становится более кислым (SiO₂ 62–63%) вследствие уменьшения содержания тех же минералов и резкого увеличения — частиц кислого стекла. Одновременно увеличивается содержание щелочей и уменьшается Al, Fe, Mg, Mn, Ca.

Следует отметить, что особенно сильно такая дифференциация проявлена в андезитовой вулканокластике, выносимой в долину р. Камчатки. Здесь на прирусловой отмели (например, у пос. Камаки) из нее легко образуется шлик тяжелых минералов, среди которых рудные минералы составляют до 50%. Одновременно в песках и алевритах возникают прослой и линзы легкого пемзового гравия.

В районе Ключевской группы вулканов многие временные водотоки сливаются в более мощные реки — Сухую Хапицу, Студеную и др. Например, р. Сухая Хапица дренирует с востока склоны действующих вулканов Ключевского, Безымянного и уже потухших вулканов Камня, Зимины, а р. Студеная дренирует их же с запада, а также склоны вулканов Дальнего, Плоского, Удина, Острого, Толбачика. Осадки этих рек вследствие большей их протяженности и многоводности лучше сортированы, а слагающие их частицы лучше окатаны. По вещественному составу они

смешанные. При этом в них удается уверенно диагностировать лишь материалы, резко различающиеся по составу (например, базальтовые и андезитовые).

В осадках р. Студеной резко преобладает базальтовый материал. Валуны, гальки и гравий состоят из окатанных обломков лав, а в тонкозернистых фракциях присутствуют частицы разнообразных пористых шлаков (45–55%), прозрачных стекол с $n = 1,550–1,580$ (20–30%), минералов: плагиоклазов, пироксенов, оливина, магнетита (от 20% во фракции 0,25–0,1 мм и до 40% во фракции 0,1–0,05 мм и выше — в более тонких). Различить в этом материале компоненты, поступающие с разных базальтовых вулканов, не представляется возможным. В виде примесей (2–3%) встречаются обломки светлых андезитов, зерна роговой обманки, сносившиеся с андезитовых вулканов. Вследствие механической дифференциации этого материала пески и алевропелитовый наилок несколько различаются по химическому составу. Здесь также проявляется уже отмеченная выше тенденция: в мелкозернистом осадке несколько выше содержание SiO_2 , K_2O , Na_2O и ниже — Fe_2O_3 (общ), MnO , CaO , MgO (см. табл. 1).

В осадках р. Сухой Хапицы материал более разнородный. Здесь присутствуют следующие компоненты: 1) темные обломки базальтовых и окисленных шлаков (50–60%) и стекол (до 5%); 2) фрагменты слабо измененных (гидратация, следы смектита и т.д.) базальтовых шлаков, лав и стекол (в сумме до 20%); 3) светло-серые частицы свежих андезитовых лав, пемз, стеклов и обломки кристаллов плагиоклаза, пироксена, роговой обманки в агрегатах с такими же стеклами (25–30%), небольшая (до 5%) примесь обеленных, измененных, иногда алунизированных андезитов.

Базальтовый материал сносится, несомненно, с вулканов Ключевского и Камня. При этом свежая вулканокластическая поступает со склонов обоих вулканов, а слабо измененная — лишь с уже потухшего и глубже расчлененного вулкана Камня. Свежая андезитовая вулканокластическая образуется в основном в результате перераспределения пирокластической направленного взрыва и агломератового потока, образовавшегося вследствие извержения вулкана Безымянного в 1956 г. Небольшая ее часть, а также измененные разности возникают за счет разрушения вулкана Зимина.

Следовательно, свежий вулканокластический материал в процессе переноса измельчается и дифференцируется на песчаные осадки, постепенно обогащающиеся кристаллами, и алевропелитовые, в которых концентрируются частицы стекла. Эта дифференциация приводит к существенным различиям состава осадков, которые тем сильнее, чем больше разница в химическом составе исходных минеральной и витрической фаз вулканических пород. При этом по мере перераспределения и сортировки пески становятся более основными, а алевропелиты — более кислыми, чем исходные породы. В отличие от такого свежего вулканокластического материала дифференциация вулканотерригенных продуктов разрушения древних вулканогенных, вулканогенно-осадочных, метаморфических толщ, развитых в верховье р. Камчатки, происходит несколько иначе.

Вещественный состав аллювия верховьев р. Камчатки. Отложения р. Камчатки в ее верховьях — типичный подгорно-равнинный аллювий, строение которого полностью укладывается в схему, разработанную Е.В. Шанцером. В его составе резко преобладают продукты разрушения древних метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Так, у пос. Кирганик гравийно-галечные фракции аллювия представлены хорошо окатанными обломками метаморфических сланцев, кварцитов, песчаников, алевролитов и разнообразных измененных андезитовых, базальтовых лав, реже вулканических шлаков.

В песчаной фракции (легкая подфракция 0,25–0,1 мм) русловых осадков здесь присутствуют в различной степени окатанные обломки лав (37%), метаморфических пород — сланцев и т.д. (26%), плагиоклазов (18%), кварца (15%), а также частицы вулканических стекол разного состава (2–3%), слюды (доли процента). В тяжелой подфракции присутствуют пироксены, магнетит, роговая обманка,

оливин, а также минералы из метаморфических пород: гранат, дистен, эпидот, щелочная сине-зеленая роговая обманка, в единичных зернах — хлорит, ставролит, актинолит, а также сростки минералов (обломки пород).

При переходе к тонкозернистым фракциям осадка (от 0,25—0,1 мм к 0,05—0,1 мм) в них уменьшается доля обломков пород и увеличивается количество кварца, плагиоклазов, вулканических стекол. Одновременно растет содержание тяжелой подфракции (от 12 до 22%), а в ней — относительное количество магнетита, пироксена, эпидота и уменьшается содержание оливина, граната, дистена и сростков минералов. Во фракции 0,05—0,01 мм появляются редкие опаловые панцири диатомей.

При переходе от русловых песков к более тонкозернистым алевритовым и алевропелитовым старичным и пойменным осадкам в одних и тех же фракциях увеличивается содержание минералов с легким удельным весом: пористого вулканического стекла, особенно кислого (до 10%), слюды (до 3%), панцирей диатомей, растительных остатков. Содержание тяжелой подфракции (0,1—0,05 мм) снижается от 18% в русловых до 10% в старичных и до 2—8% в пойменных осадках. В ней уменьшается доля магнетита, оливина, граната, дистена и увеличивается — роговой обманки, слюды.

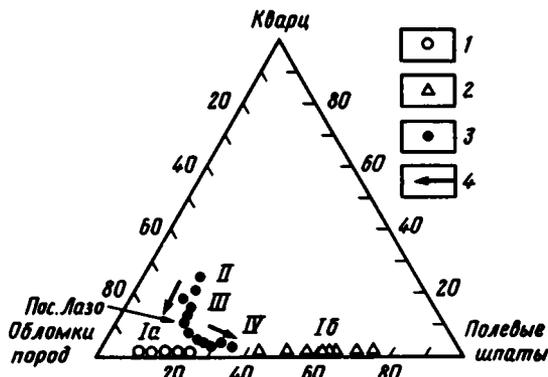
Содержание фракции мельче 0,001 мм в осадках даже в старичных и пойменных осадках невелико (менее 1—5%). По рентгенограммам в ней установлены: кварц, полевые шпаты, хлорит, слюды, смектит, аморфная фаза.

Таким образом, на треугольной диаграмме: "кварц — полевые шпаты — обломки пород" пески верховьев р. Камчатки резко тяготеют к вершине, занимаемой обломками пород (фиг. 2). При этом почти все компоненты делятся на две примерно равные группы: 1) терригенную (кварц и обломки метаморфических пород) и 2) вулканотерригенную (полевые шпаты и обломки средних и основных изверженных пород). Третью, незначительную (около 5%) группу образует четко диагностируемый пирокластический материал: осколки основных, средних и кислых стекол (фиг. 3). В этот район, достаточно удаленный от центров извержений в голоцене, он лишь частично приносился пепловыми тучами. Несомненно, в основном он попал в аллювий р. Камчатки вследствие размыва более древних четвертичных и дочетвертичных пород.

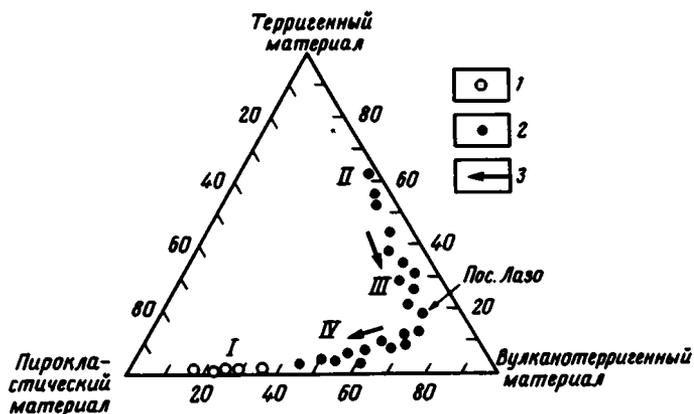
В связи с таким существенно терригенным составом осадков изменение их химического состава при переходе от песчаных к тонкозернистым фракциям и осадкам принципиально иное по сравнению со свежим вулканокластическим материалом (табл. 3). Здесь при переходе к алевропелитовым осадкам несколько уменьшается содержание Si, Na, K и увеличивается — Fe, Ti, Al. При этом величина коэффициента $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ снижается от 0,34 (в песке) до 0,22 (в алевропелите). Это можно объяснить увеличением в тонких осадках относительного значения глинистых минералов (хлорита, слюды, смектитов), широко распространенных в исходных метаморфических и древних (от мела до неогена) вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. Этим же, а также появлением выделений гидроокислов железа объясняется некоторое увеличение коэффициента фемичности $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (общ.)} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 0,57 до 0,64.

В целом по минеральным и химическим особенностям песчаные осадки р. Камчатки этого района близки к группе петрогенных граувакк [7], образующихся главным образом при разрушении основных и средних эффузивных образований с примесью компонентов из осадочных, интрузивных и метаморфических пород.

Состав аллювия р. Камчатки на отрезке от пос. Кирганик до пос. Лазо. При движении вниз по течению р. Камчатки состав ее аллювия закономерно изменяется: быстро увеличивается содержание обломков различных вулканических пород (лав, реже шлаков), уменьшается количество обломков метаморфических пород, кварца и ассоциирующихся с ними минералов (фиг. 4). Так, у пос. Лазо во фракции 0,25—0,1 мм содержится, %: обломки лав — 51, плагиоклазы — 18, кварц — 8, метаморфические породы — 15, частицы основных и кислых вулка-



Фиг. 2. Основные минеральные ассоциации аллювия р. Камчатки и ее притоков I–2 – осадки временных водотоков, стекающих со склонов вулканов (I – Ключевской группы и 2 – влк. Шивелуч); 3 – аллювий р. Камчатки; 4 – тенденции изменения состава аллювия р. Камчатки вниз по течению. I–IV – минеральные ассоциации (см. фиг. 1)



Фиг. 3. Диаграмма изменения соотношений основных типов породообразующих компонентов песков из аллювия р. Камчатки вниз по течению

1 – осадки временных водотоков, стекающих со склонов действующих вулканов; 2 – аллювий р. Камчатки; 3 – тенденции изменения состава аллювия р. Камчатки вниз по течению; I–IV – основные минеральные ассоциации (см. фиг. 1)

нических стекол – 8 (легкая подфракция); среди минералов тяжелой подфракции, %: пироксены – 52, рудные минералы – 16, роговая обманка – 7, оливин – 2, эпидот – 2, дистен – 1,5, единичные зерна граната и других минералов.

На треугольных диаграммах показаны тенденции изменения состава русловых пеллов. На диаграмме "кварц – полевые шпаты – обломки пород" (см. фиг. 2) видна отчетливая тенденция на повышение в них роли обломков пород (андезитовых и базальтовых лав) и плаггиоклазов, т.е. главным их компонентом становится вулканотерригенный материал. Это же наглядно видно на диаграмме, различающей терригенный, вулканотерригенный и тифрогенный (пирокластический) материал (см. фиг. 3).

Это объясняется тем, что ниже по течению в долину р. Камчатки выносятся притоками со склонов Срединного и Восточного хребтов исключительно вулканотерригенный материал, который постепенно все более разбавляет продукты разрушения метаморфических пород.

При переходе к тонкозернистым старичным и пойменным осадкам наблюдается та же тенденция, что и в верховьях реки: в одних и тех же фракциях уменьшается

Химический анализ образцов из аллювия р. Камчатки*, %

| Компоненты | Пос. Кирганик | | | Пос. Лазо | | | Пос. Козыревск | | Пос. Ключи | | Устье реки | |
|--------------------------------------|---------------|---------|-------|-----------|-------|--------|----------------|--------|------------|-------|------------|-------|
| | песок | алеврит | глина | гравий | песок | пелит | песок | глина | песок | глина | песок | песок |
| SiO ₂ | 64,12 | 56,79 | 54,12 | 58,38 | 58,43 | 51,29 | 62,60 | 57,34 | 56,04 | 58,74 | 57,53 | 44,62 |
| TiO ₂ | 0,62 | 0,87 | 0,86 | 0,96 | 0,80 | 1,12 | 0,75 | 0,87 | 1,23 | 0,88 | 0,85 | 1,76 |
| Al ₂ O ₃ | 14,59 | 16,37 | 16,87 | 13,20 | 15,34 | 17,46 | 16,45 | 16,93 | 16,40 | 14,03 | 16,34 | 9,55 |
| Fe ₂ O ₃ (общ) | 5,66 | 5,78 | 8,04 | 9,40 | 8,40 | 10,85 | 4,46 | 5,24 | 7,82 | 5,01 | 5,44 | 21,16 |
| MnO | 0,14 | 0,14 | 0,24 | 0,16 | 0,13 | 0,26 | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,22 | 0,10 | 0,14 |
| MgO | 2,66 | 3,14 | 2,75 | 4,60 | 4,13 | 3,83 | 3,66 | 3,91 | 6,48 | 3,92 | 5,61 | 10,95 |
| CaO | 3,67 | 4,57 | 3,43 | 6,04 | 6,71 | 4,27 | 5,03 | 4,82 | 6,97 | 5,20 | 7,20 | 6,69 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,27 | 0,31 | 0,19 | 0,17 | 0,23 | 0,19 | 0,27 | 0,22 | 0,24 | 0,21 | 0,34 |
| Na ₂ O | 3,39 | 2,87 | 2,58 | 2,82 | 2,82 | 2,18 | 3,44 | 2,98 | 2,74 | 2,92 | 3,37 | 1,79 |
| K ₂ O | 1,59 | 1,37 | 1,12 | 1,52 | 1,42 | 1,63 | 1,44 | 1,23 | 1,08 | 1,25 | 1,20 | 0,56 |
| П.п.п. | 2,97 | 8,30 | 9,53 | 2,32 | 2,59 | 7,21 | 2,41 | 7,05 | 1,46 | 6,03 | 1,62 | 0,62 |
| Сумма | 99,66 | 100,80 | 99,91 | 99,59 | 99,84 | 100,33 | 100,52 | 100,73 | 100,59 | 98,50 | 99,51 | 99,18 |

* Анализы выполнены И.Л. Симоновым.

содержание компонентов с высоким удельным весом и увеличивается — легких частиц (стекла и т.д.).

На этом отрезке долины в пойменных и старичных осадках появляются редкие прослойки вулканических пеплов, резко отличающихся по своему составу. Например, в разрезе левобережной поймы у яра Большого прослеживается три прослойки вулканических пеплов. Нижний из них имеет буровато-серый цвет и состоит из осколков прозрачного стекла ($n = 1,528-1,538$) от бесцветного до бурого (60,9%), непрозрачных частиц (32%), плагиоклаза (3,7%) в легкой подфракции и пироксена, роговой обманки, магнетита и их сростков со стеклом — в тяжелой. Выше залегает прослойка светло-серого пепла, мощностью 8 см, состоящего из частиц бесцветного волокнистого пористого стекла ($n = 1,506-1,508$), плагиоклазов и незначительной примеси пироксенов, роговой обманки, магнетита. Наконец, верхний светлый прослой состоит из смеси частиц бесцветного кислого стекла с $n = 1,501-1,503$ (до 30%) и обычного пойменного алеврита.

Следует отметить, что ниже по течению состав пойменных осадков становится неоднородным из-за частого появления такой примеси переротложенного пирокластического материала.

В химическом составе осадков в районе пос. Лазо сохраняются в целом те же закономерности, что и в верховьях реки. Гравий и песок имеют здесь состав, близкий к андезиту. Это объясняется прежде всего тем, что средние и кислые эффузивные и пирокластические породы и продукты их разрушения наиболее широко развиты среди кайнозойских отложений, являющихся основным источником обломочного материала на этом отрезке долины реки.

При переходе от гравийных и песчаных осадков к тонкозернистым алевритовым разностям меняется характер распределения основных компонентов по сравнению со свежим, существенно тефрогенным, вулканокластическим материалом, сносимым со склонов вулканов. В вулканотерригенном материале при таком переходе содержание SiO₂ снижается от 58,4 до 51,3%. Одновременно несколько уменьшается содержание Mg, Ca, Na и увеличивается Al и в меньшей степени — Fe, Ti (см. табл. 3).

Приведенные особенности минерального и химического состава этих осадков объясняются тем, что исходным материалом для них служат древние литифицированные породы, подвергшиеся значительным вторичным преобразованиям.

Витрическая фаза в них, особенно в пирокластических и вулканогенно-осадочных породах, обычно замещена глинистыми минералами, цеолитами. В их цементе также преобладают эти минералы. Поэтому при дезинтеграции таких пород тонкозернистые фракции обогащаются частицами глинистых минералов — хлоритов, смектитов, цеолитов и т.д., которые и обуславливают более основной состав алевроглинистого осадка по сравнению с песчаным и гравийным.

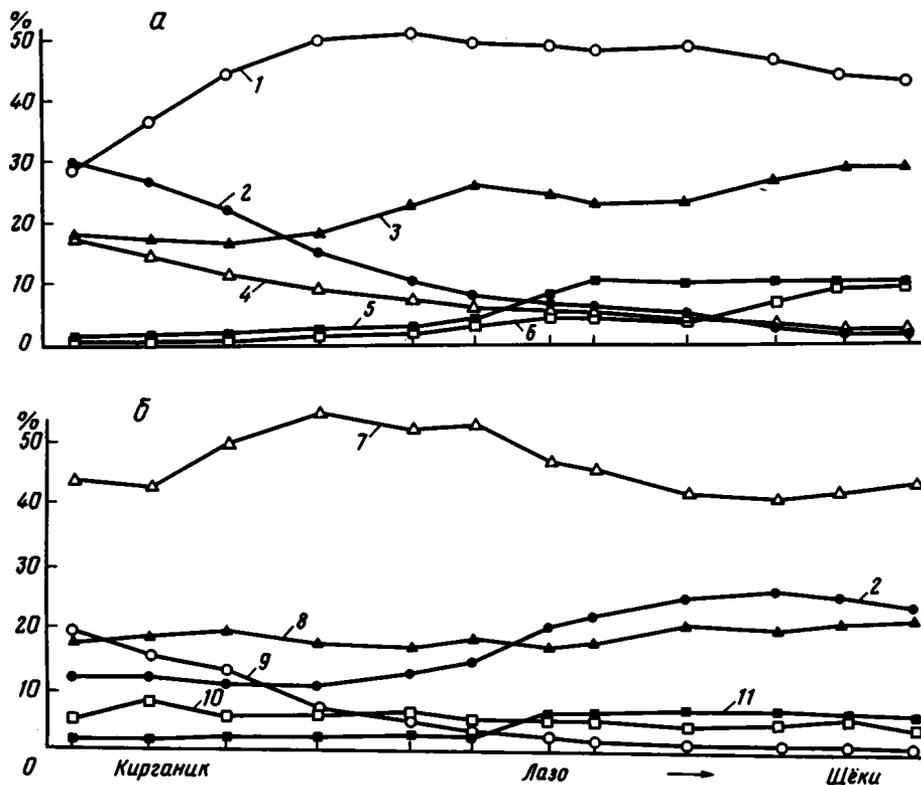
Состав аллювия р. Камчатки на отрезке от пос. Лазо до ее устья. Ниже пос. Лазо р. Камчатка огибает Ключевскую группу вулканов и вулкан Шивелуч, с которых в нее поступает много свежего пирокластического материала, периодически выпадающего во время пеплопадов и выносимого временными водотоками. В аллювии помимо прослоев пеплов появляются прослой и линзы пролювиальных и лахаровых отложений. Состав аллювия р. Камчатки, особенно пойменного и старичного, на этом отрезке становится все более неоднородным.

В целом, если на предыдущем отрезке долины вниз по течению реки в аллювии увеличивалась доля вулканотерригенного материала, то ниже пос. Лазо в нем резко возрастает относительное количество свежего вулканокластического материала, и прежде всего угловатых, остроугольных осколков базальтового стекла, тахилита, свежих плагиоклазов и пироксенов в агрегате с тонким стеклом и более постепенно — содержание остроугольных частиц бесцветного андезитового и дацитового стекла. Эти изменения наглядно видны на фиг. 4 и треугольных диаграммах (см. фиг. 2, 3).

В районе поселков Кравча, Козыревск в разрезах поймы и низких террас можно нередко наблюдать прослой и линзы пролювия — осадков конусов выноса р. Студеной и других рек. От желтовато-серого аллювия он резко отличается своим черным цветом; в основном состоит из переотложенной базальтовой пирокластики: угловатых обломков лав и тахилитового стекла (45–55%), коричневого прозрачного стекла (25–30%), плагиоклазов (15–20%) в легкой подфракции и обломков лав и тахилитового стекла (38–40%), пироксенов (35%), магнетита (15–18%), оливина (6–8%), роговой обманки (1–3%) — в тяжелой подфракции. Здесь же в аллювии р. Камчатки присутствуют в разной степени окатанные (от окатанных до остроугольных) обломки. Среди них больше плагиоклазов (24–28%), частиц кислого стекла (5–8%) и меньше обломков различных лав (45–50%), прозрачного базальтового стекла (11–14%). Имеется также примесь окатанных обломков кварца, метаморфических пород. В тяжелой подфракции больше пироксенов, роговой обманки и меньше обломков пород, оливина. В целом здесь наряду с хорошо окатанным дальнепринесым терригенным и вулканотерригенным материалом имеется значительная примесь (20, в отдельных слоях до 40%) свежей плохо окатанной базальтовой вулканокластики, заимствованной из пролювиальных отложений.

Ниже пос. Ключи в аллювии р. Камчатки появляется значительная примесь (до 20%) свежей андезитовой вулканокластики, сносимой с вулкана Шивелуч: обломков плотных и пористых светло-серых, серых, реже розоватых рогово-обманковых андезитов и их основной массы, идиоморфных зерен плагиоклазов, роговой обманки, гиперстена, магнетита. Эта вулканокластика очень легко сортируется и шлихуется. На прирусловой отмели здесь часто наблюдается черный шлих, состоящий в основном из обломков свежей роговой обманки и магнетита, и белый шлих — из частиц пористого стекла.

В результате поступления значительной массы свежего вулканокластического материала состав осадков здесь смешанный. Так, в районе Щёк в них около 50–55% материала представлено в разной мере окатанными (от угловатых до хорошо окатанных) обломками измененных андезитовых и базальтовых лав и свойственных им минералов (плагиоклазов, пироксенов, оливина, рудных). Минералы и обломки метаморфических пород (кварц, сланцы, гранат и др.) стали редкими (в сумме менее 5%) и хорошо окатанными. Содержание угловатой, практически неокатанной вулканокластики достигает 45% (из них



Фиг. 4. Изменение минерального состава аллювия р. Камчатки вниз по течению (фракция 0,25–0,1 мм) легкой (а) и тяжелой (б) подфракций
 1 – обломки лав; 2 – обломки метаморфических пород; 3 – плагиоклазы; 4 – кварц; 5–6 – обломки вулканического стекла (5 – базальтового, 6 – андезитового и дацитового); 7 – пироксен; 8 – магнетит; 9 – минералы метаморфических пород; 10 – роговая обманка; 11 – оливин

20–25% – базальтовой и 15–20% андезитовой). Поступала она, как показано выше, в основном в результате переотложения и измельчения свежей пирокластички вулканов Ключевской группы и Шивелуча. На треугольных диаграммах (см. фиг. 2, 3) наглядно видно резкое изменение соотношений основных компонентов осадка на этом отрезке долины реки. Следует отметить, что в тонкозернистых пойменных и старичных осадках реки содержание частиц свежего стекла здесь возрастает особенно значительно и нередко достигает 40%.

Увеличение степени сортировки осадка по составу вниз по течению, появление значительной примеси свежей базальтовой и андезитовой вулканокластички (последняя особенно заметно обогащает тонкозернистые разности) и приводят к тому, что химический состав песчаных и алевропелитовых осадков сближается, а у пос. Ключи последний (т.е. тонкозернистый) становится даже несколько более кислым, чем песок (см. табл. 3).

Ниже по течению (от Щёк и до устья р. Камчатки) дополнительного привноса какого-либо материала не происходит. Поэтому состав осадков на этом отрезке изменяется слабо, главным образом за счет сортировки, которая особенно заметна на прирусловой отмели из-за волнения. Часто здесь наблюдаются протяженные прослой, мощностью до 1,5 см, черного рудного шлиха, состоящего в основном из темноцветных минералов и магнетита. В химическом его составе резко возрастает содержание железа (до 21,16%), Ti, Mg и уменьшается – Si, Al, Na, K. Особенно интенсивно этот материал перерабатывается в пляжевой зоне на берегу Камчатского залива. Здесь пески резко обогащаются тяжелыми минералами.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Изучение минерального состава аллювия р. Камчатки показало, что в целом он представлен незрелым материалом, состоящим в основном из обломков различных пород, с подчиненным количеством минералов, что связано прежде всего с относительно небольшим его переносом, не превышающим в большинстве случаев нескольких сотен километров. По химическому составу осадки близки к типичным андезитам, что, безусловно, отражает преимущественно андезитовый состав коренных пород, прежде всего кайнозойских, этой вулканической области.

2. По минеральному составу в аллювии р. Камчатки четко различаются четыре главные ассоциации: а) тефрогенная — в притоках, берущих начало на вулканах Ключевской группы и Шивелуче; б) терригенная — в верховьях; в) вулканотерригенная — на среднем отрезке долины и г) смешанная — на нижнем ее отрезке. Тефрогенная ассоциация формируется прежде всего в результате переработки свежего пирокластического материала. По мере ее "вызревания" происходит заметная (особенно у андезитовых вулканов) дифференциация на более основные минеральные пески и более кислые существенно витрокластические алевропелиты. Терригенная ассоциация формируется в верховьях вследствие разрушения древних метаморфических и вулканогенных пород. Вниз по течению она сменяется собственно вулканотерригенной ассоциацией, образующейся в основном в результате дезинтеграции древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В обоих этих ассоциациях материал дифференцируется на существенно литокристаллокластические песчаные осадки и глинистые — алевропелитовые. В связи с этим химическая дифференциация в них идет по принципиально иному пути: пески оказываются относительно более кислыми (особенно когда заметна примесь терригенного материала), а алевропелиты, глины — более основными.

Смешанная ассоциация оказывается наиболее неоднородной, поскольку образуется из вулканотерригенного материала и чисто пирокластического, выпадающего из воздуха, либо тефрогенного, приносимого временными водотоками. Одновременно в разрезе часто наблюдается переслаивание всех этих типов осадков.

Данные сравнения с осадками других рек (Авачи, Паратунки и др.) показывают, что чем менее крупной является река при больших молодых вулканических аппаратах, тем значительнее роль в аллювии переотложенного тефрогенного материала.

3. Знание закономерностей формирования состава аллювия р. Камчатки — крупнейшей реки полуострова позволяет успешнее выяснять обстановки накопления смешанных аллювиальных и морских отложений, широко развитых среди кайнозойских толщ Камчатки и других районов.

Список литературы

1. Гептнер А.Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 1. С. 27–39.
2. Гептнер А.Р., Кураленко Н.П. О формировании состава рыхлых отложений у подножия активных вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 30–44.
3. Гептнер А.Р., Пономарева В.В. Применение минералогического анализа для корреляции пеплов вулкана Шивелуч / Бюл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 126–130.
4. Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. 220 с.
5. Кураленко Н.П. Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 123–131.
6. Кураленко Н.П. Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1986. 110 с.
7. Шугов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.

УДК 551.35:551.763(479)

Семенов Е.О., Соловьева Н.А., Шарданова Т.А.

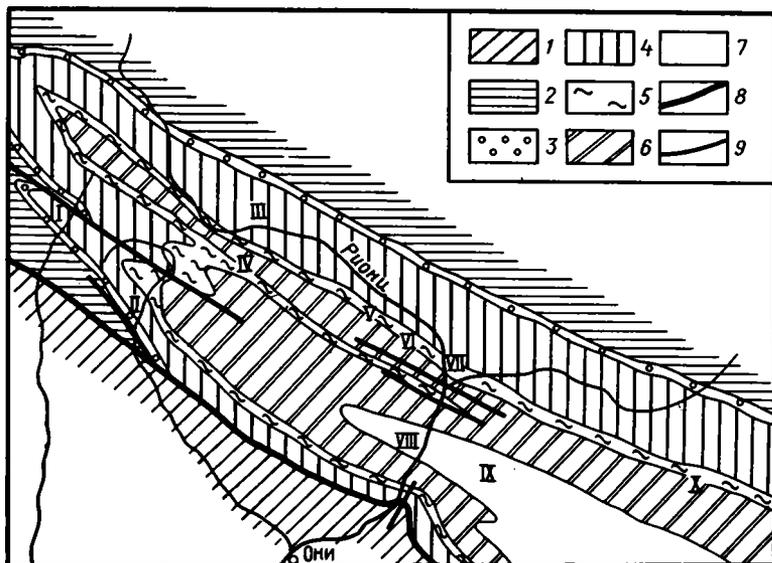
**СПОСОБЫ ТРАНСПОРТИРОВКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА
В РАННЕМЕЛОВОМ МОРСКОМ БАССЕЙНЕ
МЕСТИА-ТИАНЕТСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО
КАВКАЗА)**

На основе литолого-фациального анализа раннемеловых отложений Местиа-Трианетской зоны выделены четыре генетические группы пород, каждая из которых характеризуется определенным способом транспортировки обломочного материала.

В настоящее время проблема строения и генезиса так называемых флишевых бассейнов вызывает интерес многих исследователей. Она тесно соприкасается как с практическими задачами — поиски месторождений полезных ископаемых, так и с теоретическими — палеогеография древних морских бассейнов, поиски литологических критериев для современных тектонических построений. Выяснение условий образования осадочных пород требует проведения детального литолого-фациального анализа, включающего послойное описание разрезов, макро- и микроскопическое изучение пород, анализ текстурных особенностей и генетическую интерпретацию полученных данных [8].

Такого рода исследования были проведены нами для нижнемеловых образований Местиа-Трианетской зоны, расположенной на южном склоне Большого Кавказа (фиг. 1). На юге отложения Местиа-Трианетской зоны надвинуты на Гагро-Джавскую зону, с севера перекрыты надвигом палеозойских гранитоидов Большого Кавказа; у западного края бассейна расположено Сванетское поднятие, сложенное мелководными фациями юры и мела; вопрос о восточных границах бассейна пока остается дискуссионным. В позднеюрское — раннемеловое время изучаемый район представлял собой окраинное море, расположенное между островной дугой (Грузинской глыбой) и шельфом Русской платформы [2, 4, 6, 11]. Работами предыдущих исследователей было установлено, что в юрско-раннемеловое время в Гагро-Джавской зоне накапливались мелководные прибрежно-морские карбонатные осадки. К северу, в Местиа-Трианетской зоне располагалась более глубоководная часть бассейна, относимого многими геологами к флишу [7, 10, 12].

Нами было изучено 10 разрезов нижнемеловых отложений в Горной Раче от верховьев рек Риони и Лухунис-цкали на западе до района Мамисонского перевала на востоке. Для корреляции разрезов использовались стратиграфические схемы предыдущих исследователей [7, 10]. В меловой части разреза в этом районе выделяются снизу вверх следующие свиты: 1) брекчированных известняков ($J_3ox_2 - K_1v_1$) мощностью 90–250 м; 2) черных мергелей (K_1v_2) — 400 м; 3) переходная свита (K_1h_1) — 250 м; 4) свита Геске, состоящая из двух подсвит: а) аргиллитов и песчаников (K_1h_2), мощностью 150 м, б) толстослойных песчаников (K_1br) — 250 м. Нижнемеловой разрез Местиа-Трианетской зоны сложен главным образом карбонатными и бескарбонатными песчано-алевритовыми породами, глинистыми сланцами, мергелями. Грубообломочные разности: гравелиты, конгломераты, брекчии, играют в разрезе подчиненную роль, вулканоген-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Горной Рачи

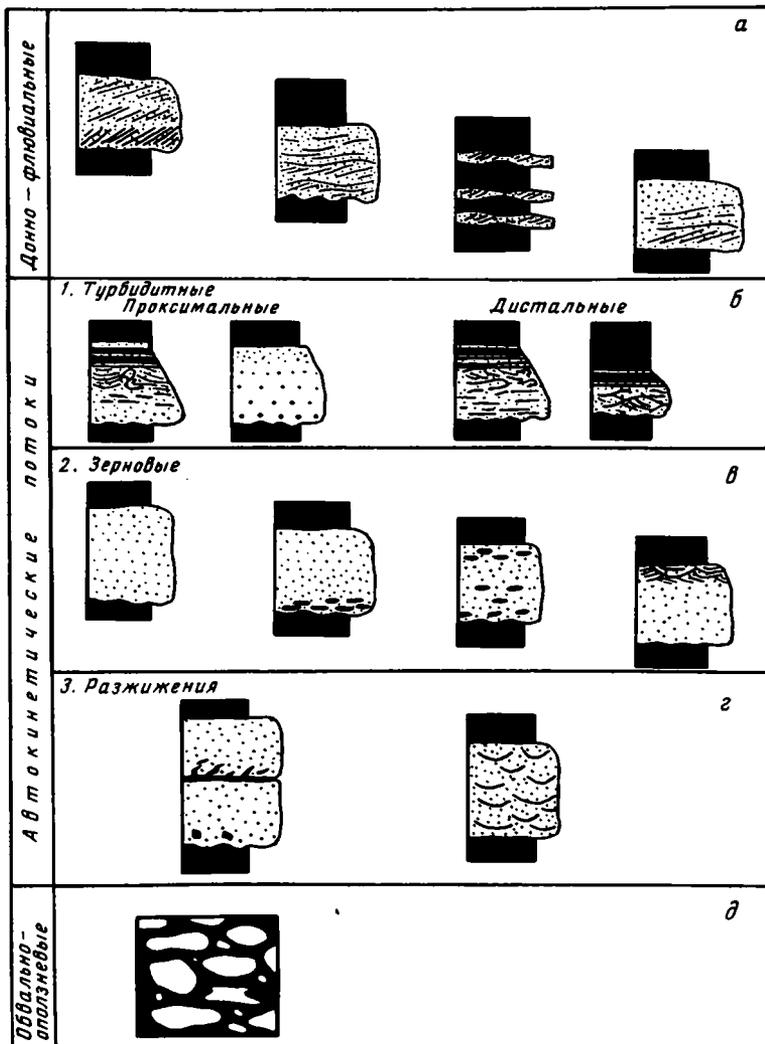
1 – нижнесреднеюрские отложения; 2 – верхнеюрские отложения; 3 – свита брекчированных известняков (нижний валанжин – титон); 4 – свита горных мергелей (верхний валанжин); 5 – переходная свита (нижний готерив); 6–7 – свита Геске: 6 – нижняя подсвита (верхний готерив), 7 – средняя подсвита (баррем); 8 – главное тектоническое нарушение; 9 – геологические границы: I – Лухунис-цкали; II – Сакаури; III – Порхишули; IV – Шодура; V – Мухамешура; VI – Шлирорури; VII–VIII – Риони; IX – Долomisис-цвери; X – Козы-Ком-Рах

ные породы отсутствуют, а обломки эффузивов основного и среднего состава распространены в песчаниках очень локально. Состав песчаных пород довольно однообразен: преобладают кварцевые, аркозокварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники [5]. Характерно ритмичное строение разрезов, разномасштабное (от долей сантиметра до первых десятков метров) переслаивание песчано-алевритоглинистых пород. Широко проявлены различные осадочные текстуры, подошвенные знаки, следы биотурбации, отпечатки ходов илоедов.

С целью выяснения генетической природы этих образований нами было проведено детальное изучение текстурных особенностей нижнемеловых пород, проанализирован их петрографический состав, изучен характер строения разрезов. В основу работы было положено детальное послойное описание отложений, выделение парагенетических ассоциаций пород, элементарных ритмов и макроциклов. Все породы нижнемелового разреза Местиа-Тианетской зоны были нами объединены в четыре генетические группы, каждая из которых характеризует способ транспортировки обломочного материала в бассейне седиментации: 1) осадки, образованные донными течениями; 2) отложения автокинетических потоков; 3) обвально-оползневые брекчии; 4) собственно бассейновые (фоновые) образования глинистого и карбонатного состава. Анализ распределения пород различных генетических групп в разрезе и по площади выявил направление развития бассейна в течение раннемелового времени, основные черты его палеогеографии, положение источников сноса в разные этапы его эволюции.

На фиг. 2 схематично изображено строение элементарных ритмов пород различного генезиса.

Для пород, образованных донными течениями, характерны мелкий состав зерен (алевролиты, мелкозернистые песчаники), резкие границы отдельных слоев, лингоидные и волнистые знаки ряби течений на подошве пластов (см.

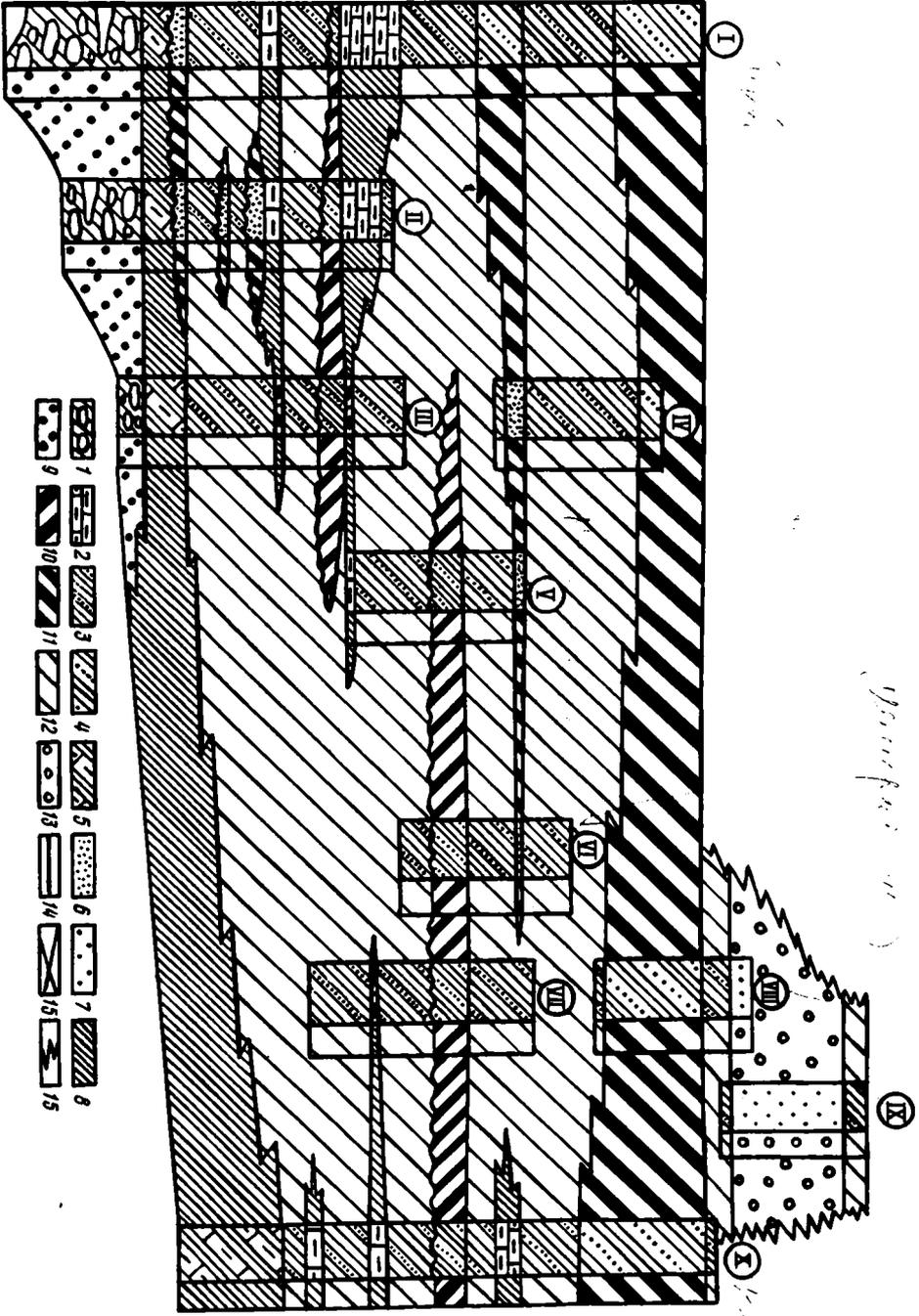


Фиг. 2. Строение элементарных ритмов нижнемеловых отложений

фиг. 2). Обычны косая штриховатая однонаправленная или косоволнистая выполаживающаяся слоистости, часто с одной серией косых слойков, но иногда с тремя и даже четырьмя сериями. Замеры направления течений по косой слоистости и знакам ряби указывают преобладающее направление течений с запада на восток. Среди обломочного материала постоянно присутствуют мелкосаммитовые обломки микритовых известняков и мергелей, реже карбонатный раковинный детрит той же размерности. Породы локально карбонатизированы, причем степень карбонатизации находится в прямой зависимости от количества обломочного карбоната в породе. Мощность отдельных прослоев не превышает 20–25 см.

Автокинетические потоки в зависимости от степени вязкости текущего материала подразделяются на зерновые потоки, потоки разжижения и турбидные. Для отложений зерновых потоков (см. фиг. 2, в) характерны мелкосаммитовый состав, массивная текстура, реже слабо выраженная градационная слоистость с частыми пластовыми отторженцами глинистых пород в основании и в средней части пласта, ориентированными по напластованию. Слои имеют резкие границы (как верхнюю, так и нижнюю); обычны знаки вымывания, препятствий

| | | | | |
|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Валанжин | | Готерив | | Баррем |
| К ₁ 1 | К ₂ 2 | К ₁ 1 | К ₂ 2 | К ₃ 3 |
| >150 м | 400 - 450 м | 150-200 м | 150-200 м | 200 м |



и знаки нагрузки на подошвенной части; иногда встречаются прямолинейные борозды выпаживания в основании слоя. В верхних частях зерновых потоков часто появляется взаимосрезающая косоволнистая слоистость, связанная, по нашему мнению, с донными течениями, переработавшими кровлю зернового потока. Направления движения зерновых потоков по замерам подошвенных знаков — с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Песчаники зерновых потоков характеризуются, как правило, отсутствием карбонатного материала в обломочной части или минимальными (ед. %) его количествами. Карбонатизация в этих породах обычно отсутствует или проявлена очень слабо. Отложениям зерновых потоков свойственны значительные (до 1,5 м) мощности слоев и широкое распространение потоков по площади: два сближенных пласта песчаников этой группы мощностью 0,7 м и 1,1 м слагают ядро антиклинальной складки в нижней части свиты Геске в разрезах ущелья Риони, Хами-Джау, Геске и на хр. Козы-Ком-Рах, что составляет площадь порядка 50 км² (фиг. 3).

Для отложений потоков разжижения (см. фиг. 2, з) характерны средне-крупнопсаммитовый состав, массивные текстуры и значительные (до 15 м) мощности пластов. Песчаникам этого генезиса свойственны блюдцеобразные текстуры отжатия воды, подушкообразные знаки нагрузки и пламенные текстуры выжимающей нижележащих осадков. Границы слоев резкие, часто с эрозионным размытием в нижней части. Состав песчаников потоков разжижения, так же как и песчаников зерновых потоков, преимущественно кварцевый, обычны обломки кислых эффузивов кварцитов, метаморфических сланцев, осадочных терригенных пород, полевых шпатов. Характерно отсутствие карбоната как среди обломков, так и в цементе.

Среди отложений турбидных потоков (см. фиг. 2, б) можно выделить дистальные и проксимальные турбидиты. Дистальные турбидиты развиты гораздо шире, чем проксимальные, характеризуются тонкозернистым составом, резкой со знаком размыва нижней границей и постепенным переходом в фоновые осадки. Для пород этой группы характерно циклическое строение с элементами с-е и в-е интервалов модели Боумы [13] и малые (5—15 см) мощности пластов.

Проксимальные турбидиты слагают циклические построенные пачки с четко выраженной градационной слоистостью и полной последовательностью интервалов Боума [13]. Нижняя часть песчаных слоев обогащена гравийным, реже галечным материалом, который представлен продуктами размыва нижележащих отложений — верхнеюрских карбонатных и нижнесреднеюрских песчано-глинистых образований. В интервале с часто встречается хорошо выраженная конволютная слоистость. Характерно сокращение мощности интервала с до 0,5 см при общей мощности циклов до 0,7 м. Для интервала е обычны следы биотурбации осадков, отпечатки ходов илоедов. Нижние горизонты пачек пород, образованных проксимальными турбидитами, постоянно обогащены обломками карбонатных пород: микритовыми и мелкокристаллическими известняками, часто органогенными, мергелями, карбонатным раковинным детритом. Карбонатные зерна обычно хуже окатаны и более крупные, чем обломки силикатного состава. Аутигенный карбонат широко развит во всех отложениях турбидных потоков; в тонкозернистых

Фиг. 3. Литолого-генетический профиль нижнемеловых отложений

1 — конглобрекчи; 2 — мергели; 3—4 — соответственно тонкое и грубое переслаивание песчаников и аргиллитов; 5 — переслаивание мергелей и аргиллитов; 6—7 — соответственно мелко- и среднезернистые песчаники: *парагенетические ассоциации* (на первом месте преобладающая генетическая группа); 8 — фоновые отложения и осадки вдольбереговых течений; 9 — обвальнo-оползневые отложения; 10 — отложения турбидных потоков с незначительной долей отложений течений и фоновой седиментации; 11 — отложения зерновых потоков, течений и фоновая седиментация; 12 — отложения зерновых потоков, течений и фоновая седиментация; 13 — отложения потоков разжижения, фоновой седиментации и отложений течений; 14 — резкие границы; 15 — фациальные переходы. Римские цифры соответствуют условным обозначениям на фиг. 1

разностях песчаных и алевритовых пород обилие аутигенного карбоната затуше- вывает обломочный характер зерен. В этих породах (элементы *в*–*с* модели Боу- ма) хорошо диагностируется карбонатный раковинный детрит несомненно аллохтонного происхождения. Верхние части элементарных циклов в проксималь- ных и дистальных турбидитах (элемент *е*) часто бескарбонатные кремнисто-гли- нистого состава или слабо затронуты карбонатизацией.

Обвальнo-оползневые брекчии (см. фиг. 2, *д*) сложены обломками, размером до глыб, преимущественно коралловых известняков и мергелей, погруженных в глинисто-карбонатный матрикс. В подчиненном количестве встречаются окатан- ные и полуокатанные обломки карбонатных песчаников и оборванные слойки бескарбонатных глинистых сланцев. Размеры обломков колеблются от 1–2 см до 1,5 м. Характерны мелкие складки подводного оползания в матриксе брекчий. Сортировка обломочного материала плохая, окатанность слабая до средней, изред- ка встречается хорошо окатанная галька карбонатных песчаников; количество матрикса колеблется от единиц процента до 70%. Состав обломков в псаммитовой части обвальнo-оползневых брекчий аналогичен таковому в песчаниках, образова- нных турбидными потоками. Источниками сноса для этих групп пород служили песчано-глинистые образования нижней и средней юры и карбонатные породы верхней юры, развитые в пределах Гагро-Джавской структурно-фациальной зоны. В разрезе вдоль р. Сакаура среди обломков брекчий встречены продукты разруше- ния порфиритовой свиты байоса [9], представленные вулканическими породами основного и среднего состава.

До недавнего времени оставался спорным вопрос о происхождении линз рифо- генных известняков в бескарбонатном материке в разрезах рек Лухумис-цкали и Сакаура. Рассматривая их как погребенные коралловые биогермы, Н.С. Бенду- кидзе [3] выделила эту часть разреза (свиту брекчированных известняков) в отдельную формацию флишевого ритмобитекта. Детальное изучение характера залегания этих линз, соотношение их с матриксом и другими обломками, а также находки кораллов *Thecosmilia dichofoma* К о б у, слагающих барьерные рифы в кимеридж-титонских образованиях на севере Гагро-Джавской зоны в Рачинской лагуне, свидетельствуют об аллохтонном залегании этих пород. Мощность обваль- но-оползневых брекчий достигает десятков метров.

Фоновые или собственно бассейновые отложения характеризуются наиболее тонким (до алевритовой размерности) составом пород, тонкой горизонтальной слоистостью, широким развитием биотурбаций, обилием ходов илоедов. Для этой группы характерна тесная ассоциация мергелистых пород и бескарбонатных глинистых сланцев. В мергелях обнаружены перекристаллизованные остатки радиолярий и единичные остатки водорослей. Часто встречается микроскопичес- кое линзовидное чередование карбонатных и бескарбонатных глинистых пород. Мощности мергелистых прослоев достигают 1,5 м, а фоновых пачек – от несколь- ких сантиметров до нескольких метров.

Образование мергелистых пачек среди глинистых сланцев может быть связано с диагенетическим перераспределением карбоната (микрولينзовиднослоистые текстуры), с выборочной карбонатизацией кремнисто-глинистых радиоляриевых илов (радиоляриевые мергели) или с общей карбонатностью бассейна. В послед- нем случае бескарбонатные глинистые сланцы могут быть интерпретированы как "хвостовые" части турбидных потоков (интервал *е*). Вероятно, в разных частях бассейна и на разных стратиграфических уровнях действовали различные факторы.

Выделенные нами четыре генетические группы пород характеризуют различ- ные способы образования осадков в морском бассейне и связаны единством места и времени. Осадки, образованные в результате обвальнo-оползневых движений, действия автокинетической потоков различной вязкости, донных течений и собственно бассейновой седиментации (фоновые), тесно ассоциируют друг с дру- гом в разрезе и по площади. Прослеживается четкая генетическая связь между оползневыми брекчиями и турбидитами; нередко донные течения перерабатывают

кровлю зерновых потоков; зерновые потоки и потоки разжижения часто срезают верхний слаболитифицированный слой бассейновых илов, в результате чего в нижних частях массивных песчаников появляются отторженцы глинистых слоев. Фоновые осадки участвуют в строении турбидитных циклов (интервал е). Помимо различий в текстурах, мощностях, гранулометрическом составе, породы, принадлежащие к разным генетическим группам и их подгруппам, различаются и петрографическим составом. Для каждой из выделенных генетических групп состав пород довольно постояен, независимо от возраста и местоположения осадка в бассейне. Наиболее информативно распределение карбонатных обломков в породах различного генезиса.

В обвально-оползневых и турбидных отложениях карбонатные обломки присутствуют в значительных количествах и представлены, как правило, органогенными известняками и карбонатным раковинным детритом. Осадки, приносимые донными течениями, содержат чаще обломки абиогенных микритовых известняков и мергелей. В породах, образованных зерновыми потоками и потоками разжижения, обломки карбонатов встречаются в единичных количествах.

Роль каждого из выделенных нами способов транспортировки терригенных компонентов в бассейне седиментации менялась как во времени (от начала валанжина до конца баррема), так и, в меньшей степени, по латерали (фиг. 3).

Для ранневаланжинского времени (свита брекчированных известняков) характерно широкое развитие обвально-оползневых брекчий на южном краю бассейна (реки Лухунис-цкали и Сакаура), обломочный материал для которых поставляли рифовые постройки Гагро-Джавской зоны. К северу в это время накапливались фоновые глинисто-карбонатные осадки с маломощными прослоями карбонатных гравелитов, образовавшихся, по-видимому, в результате сноса с внутрибассейновых поднятий.

В позднем валанжине (свита черных мергелей) у южного края бассейна образовывались небольшие линзовидные конусы выноса, сложенные проксимальными турбидитами; к северу более широкое распространение получили дистальные турбидиты. Источником питания турбидных потоков по-прежнему служили мелководные карбонатные осадки Гагро-Джавской зоны. Значительная часть обломочного материала в это время поступала в бассейн с запада со стороны Сванетского поднятия и агентом его разноса являлись вдольсклоновые придонные течения.

В раннем готериве (переходная свита) в бассейне продолжали активно действовать западные придонные течения, периодически усложнявшие фоновую бассейновую седиментацию тонких илов. К этому времени резко сокращается количество мергелистых прослоев, которые играли значительную роль среди фоновых осадков валанжинского времени. В бассейне накапливались бескарбонатные алеврито-песчано-глинистые породы, глинистые сланцы. Обогащенные карбонатом турбидные потоки прекратили свою деятельность к началу готеривского времени, для нижнего готерива характерно появление осадков, отложенных бескарбонатными зерновыми потоками, областью сноса для которых являлся южный склон бассейна. Отсутствие карбонатных обломков в песчаниках зерновых потоков позволяет предположить эрозию самого склона, сложенного терригенными породами лейаса и доггера, или возникновение на южном склоне бассейна кордильеры, перекрытой надвигом Местиа-Тианетской зоны на Гагро-Джавскую.

К позднему готериву (нижняя подсвита свиты Геске) зерновые потоки становятся главным агентом поставки терригенного материала в бассейн седиментации; значительную роль в этот период играют также донные течения с запада на восток и фоновая бескарбонатная седиментация. Обломочный карбонатный материал появляется в бассейне в это время только за счет действия придонных течений; с усилением к верхам готерива роли зерновых потоков соответственно уменьшается карбонатность пород, слагающих разрез.

В барреме (верхняя подсвита свиты Геске) бассейн седиментации заполнялся терригенным материалом, главным образом в результате действия потоков раз-

жижения. Зерновые потоки и донные течения играли в этот период подчиненную роль, фоновая седиментация подавлялась сползавшими со склонов массами песка. У подножия южного склона аккумуляровались слившиеся друг с другом песчаные конусы выноса. Идентичность состава обломочного материала, приносимого потоками разжижения и зерновыми потоками, позволяет предполагать для них единый источник сноса. Возможно, появление потоков разжижения вызвано уменьшением крутизны склона и аккумуляцией на нем значительных масс осадков.

Таким образом, развитие этой части бассейна обусловлено изменением береговой линии, возникновением эрозионного склона и его дальнейшими преобразованиями, прекращением сноса карбонатного материала с южного шельфа, сложенного раннемеловыми мелководно-морскими карбонатными осадками, и вследствие этого резким понижением общей карбонатности бассейна. Осадконакопление в раннемеловом периоде развивалось в сторону увеличения песчаности разреза за счет усиления с течением времени действия автокинетических потоков. Действие донных течений и фоновая садка илов являлись постоянными факторами бассейновой седиментации, хотя роль их в разные периоды развития бассейна была неодинаковой.

Многими исследователями [5, 7, 10] нижнемеловой комплекс пород, слагающий Местиа-Тианетскую зону, относится к рангу *флишевого*. Несмотря на то что термин *флиш* появился в специальной литературе около 150 лет назад, вопросы о том, что такое флиш, каковы критерии выделения флишевых бассейнов, правомочно ли использование термина *флишевая формация*, до сих пор дискуссионны. Не останавливаясь на тектонических критериях выделения флишевых формаций и флишевых бассейнов, следует заметить, что в седиментологическом подходе к этой проблеме в последнее время все больше сторонников приобретает турбидная гипотеза формирования флишевых толщ, предложенная Ф. Кюненом и К. Мильборини [14]. Достаточно обоснованной альтернативной точки зрения на происхождение флиша пока не существует, но возражения против турбидной гипотезы, выдвигаемые некоторыми геологами, кажутся вполне аргументированными [1]. В основании всех подходов к проблеме флиша лежит вопрос о генезисе морских осадочных толщ с характерным набором текстурных признаков.

Мы провели анализ строения нижнемеловых отложений Местиа-Тианетской зоны с позиций турбидной гипотезы образования флиша. На литолого-генетическом профиле (см. фиг. 3) отчетливо выделяются парагенетические ассоциации пород, образованных различными способами переноса и отложения осадочного материала в бассейн. Ранневаланжинский комплекс пород, представленный обвально-оползневыми брекчиями, видимо, можно отнести к категории дикого флиша. Собственно турбидиты, характеризующиеся наличием всех или некоторых интервалов Боума, приурочены к концу валанжинского периода и тесно ассоциируют с донно-флювиальными и фоновыми образованиями. Эту часть разреза (свита черных мергелей) мощностью 400 м можно считать флишем, хотя в некоторых участках бассейна (хр. Козы-Ком-Рах (X), верховья р. Риони (VII)) донно-флювиальные и фоновые образования преобладают.

Готеривские образования представлены преимущественно косослоистыми тонкозернистыми песчаниками донных течений и горизонтально-слоистыми алевроито-глинистыми пачками фоновых осадков. Тонкослоистое строение разреза усложнено периодически появляющимися среди донно-флювиальных и фоновых образований пластами массивных среднезернистых до мелкопсаммитовой размерности песчаников, иногда со слабо выраженной градационной слоистостью. Эти песчаные породы отлагались зерновыми потоками площадного смыва. В верхней части некоторых песчаных пластов встречена косая мелкая однонаправленная слоистость. Песчаники с косой слоистостью характеризуются тонким составом обломков и обилием микритового карбоната в терригенной части, что не характерно для песчаных пород, образованных зерновыми потоками, и является призна-

ком, свойственным донно-флювиальным отложениям. Замеры направления течений по подошвенным знакам песчаного пласта и по косым слойкам в его верхней части отличаются на 90° . По нашему мнению, косослоистая серия в этих песчаниках не является элементом с интервала Боума, а может интерпретироваться как срезание кровли зернового потока вдольсклоновым донным течением. Текстурные особенности готеривских пород (знаки внедрения, оползания, взламывания кровли в песчаниках зерновых потоков; косая слоистость и знаки ряби в донно-флювиальных отложениях; остатки ходов илюедов в фоновых осадках) наряду с ритмичным строением отдельных пачек разреза придают этой толще флишевый облик, хотя типичные турбидиты для нее не характерны, и интервалы Боума в породах отсутствуют.

В барремское время формирование осадочного тела бассейна происходило за счет поступления материала потоками разжижения. Разрез сложен главным образом массивными среднекрупнозернистыми песчаниками, для которых характерны блюдцеобразные текстуры отжатия воды, подушкообразные знаки и пламенные текстуры выжимания нижележащих осадков. Градационная слоистость в этих песчаниках отсутствует. Мощности песчаных пластов достигают 15 м, а чередующихся с ними тонкослоистых ритмичных пачек донно-флювиальных и фоновых образований не превышают 1–1,5 м. Характерные признаки флишевых толщ в этой части разреза отсутствуют.

Таким образом, в раннемеловом этапе развития бассейна Местиа-Тианетской зоны можно выделить четыре стадии, последовательно сменяющие друг друга во времени. Действие турбидных потоков ограничено только позднемеловым временем и, по нашему мнению, только эту часть разреза (свиту черных мергелей) можно считать аналогом флишевой толщи, если трактовать генезис флиша с точки зрения турбидной гипотезы его образования.

Список литературы

1. *Архипов И.В.* По поводу одной гипотезы происхождения флиша // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. XI-3. С. 7–10.
2. *Адамия Ш.А., Закардидзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника. 1977. № 4. С. 88–103.
3. *Бендукидзе И.С.* Позднеюрские кораллы рифогенных отложений Кавказа и Крыма // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1982. Вып. 74. 166 с.
4. *Беридзе М.А.* Геосинклиальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 181 с.
5. *Варсимашвили Э.В.* Минеральные ассоциации в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях южного склона Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР. 1973. Т. 70. № 1. С. 133–136.
6. *Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа // Геотектоника. 1966. № 3. С. 3–15.
7. *Кокрашвили З.А.* Новые данные о стратиграфии и истории геологического развития флишевых отложений Верхней Рачи // Сообщ. АН ГССР. 1966. Т. X. № 3. С. 44–45.
8. *Тимофеев П.П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 181–197.
9. *Челашвили И.Д., Копалейшвили А.Д.* О грубообломочных породах в карбонатном флише Рача – Сванетии // Сообщ. АН ГССР. 1964. Т. 36. № 3. С. 617–624.
10. *Челашвили И.Д., Варсимашвили Э.В.* Литология юрских и меловых отложений южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. 1981. Вып. 72. С. 84–129.
11. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 455 с.
12. *Хучуга М.Ф.* К литологии нижнемеловых образований Рача-Лечхумской синклинали. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 128 с.
13. *Войта А.Н.* Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier publ. co., 1962. 168 p.
14. *Kuenen Ph.H., Migliorini C.G.* Turbidity currents as a cause of graded bedding // J. Geol. 1950. V. 8. P. 91–127.

УДК 553.983 (261.35)

Жмур С.И.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ОРДОВИКА
ПРИБАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ.
СООБЩЕНИЕ 2. КУКЕРСИТЫ

В статье приведены данные, доказывающие, что первопричиной образования столь уникальных пород, как кукерситы, были переменные условия литоральной зоны, потребовавшие от микроорганизмов – продуцентов органического вещества, составлявших постулярный (пузырчатый) мат, выработки повышенных защитных свойств, предохранявших ОВ от деструкции, а также быстрая посмертная или даже прижизненная литификация микроорганизмов, которая выводила ОВ кукерситовых илов из-под воздействия процессов диагенеза.

Породы с керогеном кукерситов присутствуют практически в отложениях всех регионально-стратиграфических единиц Балто-Скандинавской шкалы ордовика Прибалтики, начиная с кундского горизонта (планвирн) и кончая иверским (карадок). Характерной особенностью разреза отложений, вмещающих кукерситы, является сложение его исключительно карбонатными образованиями – известняками, мергелями, доломитами. Карбонат играет важную роль и в минеральном составе кукерситов, достигая 15–40% от массы породы. Из некарбонатных пород отмечены лишь единичные и маломощные прослои бентонитовых глин.

Реставрация условий накопления кукерситов проведена нами на примере наиболее полно к настоящему времени изученной промышленной пачки Эстонского месторождения (слои А–F), залегающей в основании кукрузеского горизонта, обладающего наибольшей сланценосностью.

Разрез пачки (1,5–3,0 м), как, впрочем, и всех остальных сланценосных горизонтов, характеризуется сложным строением главным образом вследствие тонкого переслаивания пластов кукерсита и известняка, а также наличия множества линз и комков известняка в кукерситах. В то же время обращает на себя внимание выдержанность пластов кукерсита и известняков на огромных площадях и уменьшение почти во всех случаях содержания органического вещества в пластах кукерситов от подошвы к кровле. При этом в указанном направлении увеличивается содержание карбонатного и алевроглинистого материалов. Кроме того, отмечено [8], что в кукерситах вверх по разрезу промышленной пачки уменьшается содержание органического вещества и терригенных минералов и увеличивается карбонатность.

Следует особо подчеркнуть, что кукерситы представляют собой весьма своеобразное образование даже в ряду горючих сланцев. Это своеобразие подчеркивается, с одной стороны, литолого-палеонтологическими особенностями (массивная мергелеподобная порода с частыми следами мелких перерывов в осадконакоплении, обилие заключенных в ней остатков колоний мшанок, раковин брахиопод, щитками трилобитов, следами жизнедеятельности илоедов), а с другой – уникально высоким (до 60%) содержанием органического вещества, превосходящим по этому параметру все известные горючие сланцы морского генезиса. К своеобразию кукерситов следует отнести и имеющиеся в них редкие

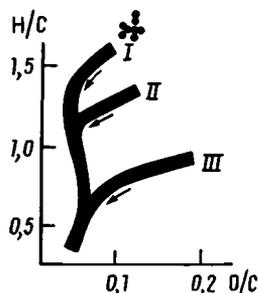
и небольшие гнездообразные включения асфальтита, которые, по нашим данным [2], состоят из асфальтенов 75,5%, масел 2,2%, петролейно-эфирных смол 2,6%, бензольных смол 6,8% и спиртобензольных 14,9%.

Органическое вещество кукерситов имеет также ряд особенностей. Это практически повсеместно постоянный элементный состав с высоким (8,3–8,5) значением C/H и крайне низким (0,2–0,4%) содержанием азота.

Под микроскопом в сланцах явно различим слабо разложившийся альгинитовый микрокомпонент, сохранивший структуру микроводорослей (альгинитоталломит). Разложившееся органическое вещество (сапроколлинит) имеет явно

Фиг. 1. Положение фигуративных точек кукерситов на классификационной диаграмме керогена [32]

I–III – типы керогена (I – водорослевый, II – смешанный, III – терригенный). Стрелками показано направление геохимической эволюции



подчиненное значение [9]. Битумоид кукерситов [2] обеднен углеводородными структурами и характеризуется высоким содержанием кислородсодержащих групп преимущественно фталатного типа в бензольных и спиртобензольных смолах. Среди углеводородных структур в основном развиты метано-нафтеновые и ароматические структуры преимущественно бициклического строения, а также C_3 -групп, что является спецификой ХБА кукерситов. Алканы преобладают над остальными углеводородными соединениями. Их ряд имеет протяженность от C_{13} до C_{34} . Ряд изопреноидов мало представлен, пристан-фитановое отношение равно 1,0 (фиг. 1). Содержание "жидких" соединений в ряду нормальных алканов достаточно высокое и составляет 23,7% от их общей суммы.

Минеральный состав кукерситов определяет карбонатный материал, представленный кальцитом скелетных остатков морских беспозвоночных и микрозернистым кальцитом, а также терригенная составляющая, содержание которой обычно колеблется от 15 до 40%. Глинистая фракция терригенного материала (10–15%) повсеместно имеет гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, а алевролитовая состоит из измельченного кварца и полевого шпата. В единичных зернах встречаются титан, циркон, гранат, турмалин, рутил, галенит и сфалерит [10, 11]. Соотношение минеральных компонентов и органического вещества разное: во всех случаях с терригенной составляющей – положительное, с карбонатами – отрицательное [4, 8].

Вмещающие кукерситы известняки в целом столь же богаты фаунистическими остатками. Среди них выделяются по зафиксированным в них био- и танатоценозам криноидно-мшанково-брахиоподовые, мшанково-брахиоподовые и другие разности известняков [20]. Карбонатная часть в них составляет приблизительно 75–90%, терригенная – до 15%. В керогенсодержащих известняках содержание органического вещества достигает 10%.

Следует подчеркнуть частую встречаемость в кукерситах и известняках аутигенного пирита (до 3% и более). Причем содержание пирита в известняках больше, чем в кукерсите. По данным С.С. Баукова [4], пирит инкрустирует органические остатки, заполняет трещины и пустотки в скелетах микроорганизмов, концентрируется в местах скопления органогенного детрита и по слоям наслаения, связанным с размывом. В кукерситах пирит чаще встречается в пластах, богатых органическим веществом [8]. Он является главным концентратором серы в них: содержание сульфидной серы в сланцах составляет 60–80%, органической 20–30 и сульфатной 2–6% [3].

Источник органического вещества и условия накопления. В происхождении кукерситов ордовика Прибалтики существует много спорных вопросов. Они касаются как источника органического вещества, так и типа бассейна, в котором они откладывались. М.Д. Залесский [14], считавший кукерситы наиболее древним морским сапроколом, полагал, что основным продуцентом органического вещества их служили синезеленые водоросли рода *Gloecapsomorpha*. И хотя впоследствии представления о микроводорослевом источнике органического вещества кукерситов придерживались многие исследователи, выявленным М.Д. Залесским форменным элементам округлой и овальной формы приписывалась различная природа. Так, Т. Раудсеп [21] считал, что округлые формы — это постепенно окислившиеся полимеризованные и отвердевшие жировые компоненты растений, которые вследствие поверхностного натяжения приняли овальную форму, а затем подверглись гидролизу и покрылись пленкой кальциевых солей. А.А. Аарна [1] принял эти форменные элементы за продукт коагуляции коллоида органического вещества в виде капелек, а Н.Л. Дилакторский [12] полагал, что М.Д. Залесский принял за синезеленые водоросли пустотки, заполненные газом. И хотя проведенные в последние годы исследования С.С. Баукова и А.А. Паапа [5] привели их к убеждению о справедливости точки зрения М.Д. Залесского, вопрос об источнике органического вещества кукерситов по-прежнему оставался открытым.

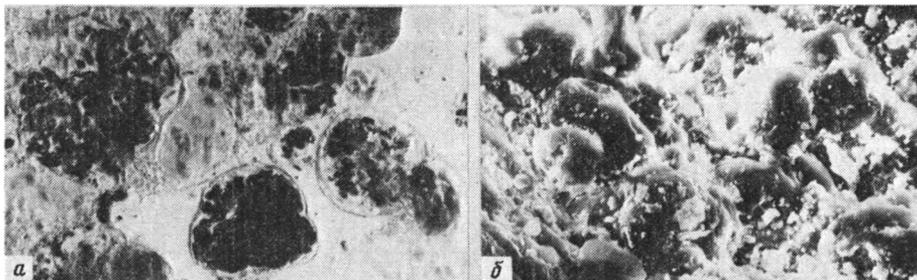
В числе имевшихся представлений об источнике органического вещества кукерситов заслуживает внимания точка зрения об аллохтонном его характере, обусловленном переносом органического вещества в область накопления из более мелководных участков того же морского бассейна [4, 17]. В этой связи следует особо подчеркнуть, что отнесение органического вещества кукерситов рядом исследователей к гумоидно-сапропелевому типу связывалось не с континентальным источником гумоидной составляющей, а с результатом изменения органического вещества микроорганизмов в условиях интенсивной аэрации среды [1, 15].

М.Д. Залесский считал кукерситы образованиями прибрежной части моря или прибрежных озер, периодически затопляемых морем. Н.М. Страхов [22], Д.В. Наливкин [19] и ряд других исследователей полагали, что накопление этих горючих сланцев происходило в условиях открытого моря и на значительном расстоянии от берега.

Изучение сланцев-кукерситов под электронным микроскопом и световым микроскопом с темнопольным конденсором, проведенное совместно с В.М. Горленко, по существу подтвердило выводы М.Д. Залесского о том, что колониальные цианобактерии рода *Gloecapsomorpha* (аналогичная современной *Gloecapsa* = *Entophysalis* = *Pleurocapsa*) явились основным продуцентом содержащегося в них органического вещества. На фотоснимках (фиг. 2) четко видны скопления микроколоний размером 50 мк и более, которые объединяют микроколонии организмов, представляющих собой овальные клетки, делящиеся в нескольких направлениях. Микроорганизмы имеют утолщенные клеточные стенки. В некоторых случаях четко фиксируется фрагментация микроколоний на отдельные, обособленные друг от друга общими слизистыми капсулами, их последующее высвобождение и самостоятельное развитие. Минимальный размер колоний приблизительно равен 20 мк. Они состоят из пяти-шести клеток диаметром 5–6 мк. Видна волокнистая структура капсулы, окружающей клетки и колонии.

Микро- и макроколонии, окруженные утолщенной капсулой, соответствуют микро- и макроцистам современных одноклеточных бактерий. Известно, что подобные образования слагаются структурированными полисахаридами, несущими защитную функцию.

Исследованные микроорганизмы обнаруживают тесное сходство с современными бентосными формами *Entophysalis major*. По данным, приведенным в работе [25], эти цианобактерии формируют в литоральной зоне солоноватых и соленых водоемов постулярный (пузырчатый) мат. Это дает основание полагать, что



Фиг. 2. Литифицированные остатки микроорганизмов—продуцентов органического вещества кукерситов ордовика Прибалтики

а — микроцисты цианобактерий, окруженные утолщенной слизистой капсулой (светооптический микроскоп с темнопольным конденсором, микрофотография с прозрачного шлифа, увел. 430); *б* — микро- и макроколони цианобактерий, окруженные литифицированной слоисто-волнистой капсулой (электронный сканирующий микроскоп, скол породы, напыленной углеродом, увел. 500)

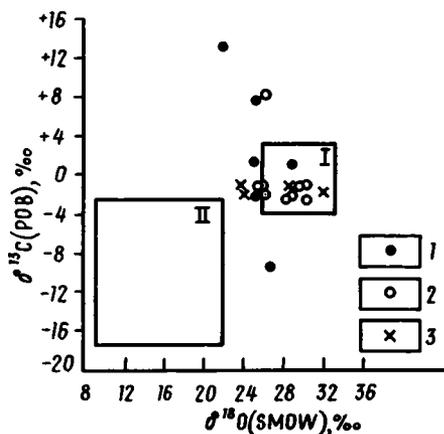
и органическое вещество кукерситов накапливалось в результате массового развития аналогичных бентосных цианобактерий на поверхности осадка литоральной зоны морского водоема. Такого рода мат в отличие от мата нитчатых цианобактерий не образует тонкой слоистости, чем объясняется характерная для кукерситов массивная текстура.

Подтверждением тому, что ареал развития цианобактериального мата в кукрузское время находился в литоральной зоне, могут служить обильные скопления в кукерситах кораллов, брахиопод, мшанок, развивающихся в зонах прибоя и хорошей аэрации вод. Кроме того, кукерситы содержат помимо хорошо сохранившихся форм этих организмов и обильный их детрит.

Защищенные толстой слизистой капсулой микробактерии были способны к функционированию в переменных условиях приливо-отливной зоны. В современных условиях представители *Gloecapsomorpha* покрывают слизистым покровом влажные береговые скалы. Переменные условия выражались главным образом в изменении солености, которая колебалась в зависимости от интенсивности континентального стока, и в периодическом обмелении вплоть до пересыхания области развития мата, что документируется частыми следами перерывов в осадконакоплении. Глубина литоральной зоны по аналогии с современными морями не должна была превышать первых десятков метров, а ширина 10–15 км.

Автохтонный источник органического вещества был единственно ответственным за образование керогена кукерситов. В отсутствие аллохтонного источника нас убеждают данные петрографического изучения керогена, не обнаружившие в нем гелифицированного гумусового вещества и кутикул, положение фигуративных точек кукерситов на диаграмме (см. фиг. 1), попавших в поле керогенов чисто водорослевого происхождения. Кроме того, об отсутствии органического вещества растений суши в составе керогена кукерситов свидетельствует и то, что в ряду нормальных алканов нет ярко выраженной области C_{25} – C_{33} и значительного преобладания нечетных гомологов в этом ряду, а также примерно равные количества четных и нечетных алканов в общем ряду нормальных алканов ($nч/ч = 1,29$), характерные для микроводорослевой биомассы. Незначительная степень преобразования органического вещества кукерситов исключает перераспределение и выравнивание содержания четных и нечетных алканов в результате жесткого термического воздействия.

Однако, несмотря на то, что приведенные данные вполне надежно объясняют автохтонную природу органического вещества кукерситов, сделанный вывод не вполне убедителен без аргументации причин, вызвавших прямую зависимость содержания органического вещества и терригенного материала в кукерситах [4, 8], так как подобная зависимость при рассмотрении источников органическо-



Фиг. 3. Соотношение между изотопными составами углерода и кислорода, содержащихся в морских (I) и пресноводных (II) карбонатах пород сланцевосной толщи Эстонского месторождения (поля взяты по [31])
 1 – карбонаты кукерситов; 2 – карбонаты известняка межслоевых прослоев; 3 – карбонаты известняка линз и стяжений в слоях кукерситов [14]

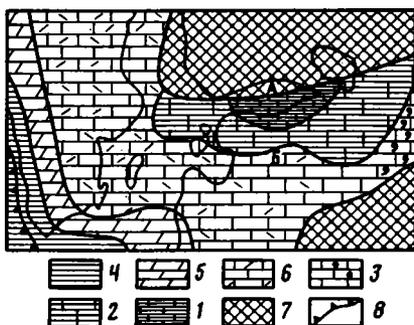
го вещества диктионемовых сланцев трактовалась нами как одно из свидетельств участия терригенного органического вещества в образовании керогена последних.

В данном случае эта зависимость явно опосредованная и суть ее заключается в том, что разрастание популяции *Gloecapsomorpha* было тесно связано со степенью распресненности водоема в ареале ее развития. Иными словами, умножение организмов – продуцентов органического вещества кукерситов было тесно связано с величиной континентального стока, несшего с собой как растворимые биологически важные компоненты, так и измельченный и переработанный материал кристаллических пород. Следует отметить, что этот континентальный сток регулировал в литоральной зоне и величину карбонатакопления, чем и объясняется, на наш взгляд, обратная зависимость содержания органического вещества и карбонатов. Конечно, на эту зависимость в определенной мере влиял (но не определял ее) масштаб деструкции органического вещества в диагенезе – чем глубже проходили деструкционные процессы, сопровождавшиеся выделением CO_2 , тем интенсивнее происходило при щелочном pH переотложение карбоната кальция (вторичный кальцит микробного происхождения) и тем менее было содержание органического углерода.

Повышенная роль континентального стока в формировании среды накопления кукерситов, по данным изотопного состава кислорода карбонатов, отмечена в работе [13]. На фиг. 3 видно, что кукерситы по этому параметру хотя и попали в целом в диапазон морских осадков, но расположены в той его части, которая близка к значениям $\delta^{18}\text{O}$ пресноводных карбонатов. На среду формирования известняков континентальный сток влиял меньше, так как абсолютно большая часть значений $\delta^{18}\text{O}$ тяготеет к более морской обстановке, а значительный диапазон их, по всей видимости, связан с колебаниями солёности среды, что характерно для литоральной зоны. Засоленность морских вод в период накопления известняков могла падать до 18‰ . Это заключение сделано на основании выдержанного характера значений $\delta^{13}\text{C}$ в пределах $(-1,43) - (-2,45)\text{‰}$, который (согласно данным [28]), установившим последовательное облегчение изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ органогенных карбонатов в направлении от открытого моря к береговой полосе и зависимость между их изотопным составом и солёностью вод) характерен для лагун и краевых заливов с солёностью вод от 18 до 34‰ .

Биологическая продуктивность литорального бентосного сообщества была высока. Этому способствовал ряд обстоятельств. Прежде всего – благоприятная для функционирования мата литоральная среда: обилие света, хорошая аэрируемость вод, первичная разгрузка континентальным стоком биогенных микроэлементов и, наконец, прогрев не только мелководной части столба воды (10–20 м), но и самой поверхности мата.

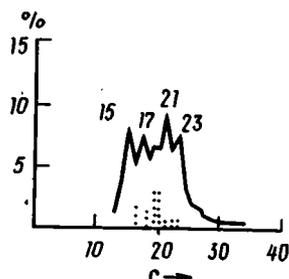
Температура вод зоны накопления кукерситовых илов, рассчитанная по изо-



Фиг. 4

Фиг. 4. Литолого-палеогеографическая карта северо-запада Восточно-Европейской платформы в главную эпоху накопления кукуерситов (по [19] с добавлениями)

1-3 - отложения литорали (1 - кукуерситы с прослоями известняков, 2 - глинистые известняки с прослоями кукуерситов, 3 - детритистые мергели); 4 - черные и темно-серые граптолитовые илы сублиторали; 5-6 - мелководные морские отложения (5 - мергели, 6 - глинистые детритистые известняки); 7 - суша; 8 - линия Торнквиста (граница платформы); АБ - Тамсалукский меридиональный профиль



Фиг. 5

Фиг. 5. Распределение нормальных и изопреноидных алканов в маслах фракции ХБА

топному составу кислорода карбонатов (уравнение Тейс и Найдина [24]), составила 26–35°С. Аналогичные температуры были зафиксированы в зал. Шарк-Бей в Австралии, где описан мат, сформированный *Entophysalis major* [26]. Указанные температуры характерны для тропических и субтропических морей, расположенных в аридных и семиаридных областях. На жаркий засушливый климат территории накопления кукуерситов указывал Н.М. Страхов [23]. Как известно, карбонатонакопление наиболее интенсивно происходит в жарком сухом климате. В плане сказанного приобретает значение близость изотопного состава карбонатов известняков к таковому континентальных аридных областей (–2,2‰) [27], так как в литоральной зоне наблюдается смешение признаков наземного и морского режима осадконакопления.

Накопление кукуерситовых илов связано с общим трансгрессивным этапом развития ордовикского моря на северо-западе Восточно-Европейской платформы (фиг. 4). Р. Мянниль и С.С. Бауков [4, 6, 17] полагали, что периоды сланце-накопления приходились на стояние трансгрессии. Последние и более детальные исследования показали [18], что зона максимальных мощностей кукуерситонакопления с течением времени мигрировала с севера на юг, по мере регрессивного отступления границы ареала осадконакопления. Из чего следует, что кукуерситонакопление приурочивалось к мелким регрессивным отступлениям бассейна на фоне общей трансгрессии. Этот вывод представляется весьма важным, если принять во внимание, что при накоплении диактиномемовых сланцев раннего ордовика наблюдалась обратная картина – они накапливались в период незначительной трансгрессии в целом регрессивного этапа. Расширившаяся в ходе этой трансгрессии площадь залива приблизила области накопления к конечным областям стока. Поставщиками материала в область накопления кукуерситов, судя по терригенной составляющей зернистой размерности, служили породы Балтийского щита. Приближение областей сноса тем не менее не увеличило темпы поставки терригенного материала в водоем. Косвенно об этом можно судить по наличию ходов илоедов, которые характеризуют замедленное осадконакопление вследствие слабой интенсивности привноса осадочного материала и слабого прогибания дна бассейна.

Малые количества терригенного материала, поступавшего с суши в бассейн, были обусловлены слабой эрозией прибрежных пространств, сложенных кристал-

лическими породами, которые при любых изменениях климата являются минимальными поставщиками терригенного материала, а тем более в условиях жаркого и сухого климата, при котором накапливались кукерситы.

Однако следует полагать, что кукерситы отлагались по сравнению с известняками в не столь засушливом климате. Заметные изменения климата при смене указанных пород все же не наблюдались, поскольку континентальные воды периодов накопления кукерситов не несли с собой аллохтонное органическое вещество, кроме того, величины $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, характеризующие степень переработки пород в областях сноса, и для известняков и для кукерситов практически не отличаются (соответственно 4,6 и 4,1 – 13,0 и 9,6). Из-за слабой скорости поступления терригенного материала скорость накопления кукерситовых илов во многом определялась темпом роста строматолитовых построек. Для почковидных сгустковых строматолитов, которые по морфологии наиболее близки к литифицированным микроорганизмам кукерситов, в зал. Хамелин Пул [29] получены значения менее 1 мм/год = 1 м/1000 лет, или 1 км за 1 млн лет. Характерно, что такая скорость присуща лагунам, где осаждались карбонаты, и заливам аридных и семиаридных областей [16]. Реальная скорость накопления была несомненно значительно ниже, если учитывать уплотнение осадка, биологическую эрозию, осуществляемую отдельными организмами и их целыми ассоциациями, а также биотурбацию – перемешивание рыхлых осадков в результате биологических процессов. Но, учитывая карбонатный характер седиментации и приуроченность накопления кукерситовых илов к литоральной зоне, следует полагать, что скорость накопления была выше, чем во время накопления граптолитовых илов пакеротского времени.

Диagenез и деструкция органического вещества. Хорошо сохранившаяся структура микроколоний и отдельных клеток указывает на значительную неполноту деструкции органической субстанции. На наш взгляд, это вызвано несколькими причинами. Главная из них заключается в том, что отдельные клетки и микроколонии предохранялись от разрушения и уничтожения благодаря защитным свойствам толстых капсул. Эти же капсулы препятствовали непосредственному воздействию микроорганизмов – деструкторов органического вещества. При этом не исключена возможность, что сами цианобактерии прижизненно или посмертно экскретировали токсические вещества, поскольку первичная его деструкция шла только путем аутоферментации (посмертное разложение компонентов клетки), что и определило высокое содержание его в кукерситах.

Другая и не менее важная причина заключалась в быстрой посмертной или даже прижизненной литификации чехлов организмов до захоронения органического вещества в осадке. Только этим, на наш взгляд, можно объяснить кажущееся противоречие – окислительную среду диagenеза (пристан-фитановое отношение равно 1) и максимальную сохранность органического вещества от процессов деструкции.

О степени сохранности органического вещества кукерситов позволяют в наиболее полной мере судить два обстоятельства: крайне низкое содержание изопреноидных алканов (см. фиг. 5) и крайне высокие (> 900) значения суммарного водородного индекса H_I (таблица). Для сравнения укажем, что все известные для горючих сланцев значения H_I всегда ниже в 2–2,5 раза.

Дальнейшей деструкции подвергались лишь мелкие молекулы органических веществ, способные диффундировать через плотный и утолщенный полисахаридный фильтр слизистой капсулы.

Относительно невысокая минерализация водной массы в области развития мата в результате постоянного притока континентальных вод явилась предпосылкой доминирования в процессах деструкции органического вещества метаногенеза, характерного для пресных водоемов (в отличие от сульфатредукции, характерной для соленых и гиперсоленых водоемов). Помимо общих соображений о преобладании метаногенеза в процессах разложения органического ве-

**Результаты пиролитических исследований органического вещества горючих сланцев
ордовика Прибалтики**

| Петрографический тип | C _{орг} | S ₀ | S ₁ | S ₂ | T _{макс.} °C | TPI | HI |
|--|------------------|----------------|----------------|----------------|--------------------------|------|-----|
| | | мг УВ/г породы | | | | | |
| Горючий сланец – кукерсит альгинитоталломитовый, известковистый, слой F ₁ | 23,24 | 0,07 | 2,10 | 222,5 | 428 | 0,01 | 957 |
| То же, слой В | 21,60 | 0 | 2,25 | 196,0 | 427 | 0,01 | 942 |
| То же | 23,63 | 0 | 2,34 | 222,6 | 427 | 0,01 | 942 |
| Горючий сланец диктио- немовый гумосапрокол- литовый, алевритогли- нистый (разрез Маарду) | 5,28 | 0 | 1,18 | 22,5 | 421 | 0,05 | 386 |

Примечание: S₀ – содержание газа в породе; S₁ – содержание тяжелых УВ в породе; S₂ – генерационный потенциал породы (количество выделившегося в результате пиролиза остаточного ОВ); T_{макс} – температура максимального выхода УВ; TPI – суммарный продуктивный индекс (S₀ + S₁/S₀ + S₁ + S₂); HI – водородный индекс 100S₂/C_{орг}.

щества кукерситов свидетельствуют результаты исследования изотопного состава углерода их карбонатов. Как следует из фиг. 3, часть проанализированных образцов кукерсита попала, как и следовало ожидать, в диапазон морских осадков, а другая их часть имеет по сравнению с ними или аномально легкий или аномально тяжелый состав углерода, что несомненно исключает их первичный характер.

Диagenетическая природа их очевидна и может быть удовлетворительно объяснена изотопно-углеродным взаимодействием органического вещества и карбонатов, которое осуществляется в замкнутом цикле лабильной системы CH₄–CO₂ в диагенезе при утилизации содержащегося в породе большого количества органической массы. Механизм этого процесса известен [7, 30]. Суть его сводится к тому, что на стадии диагенеза органическое вещество подвергается микробальному разложению при активном участии метанообразующих бактерий, в результате чего возникают значительные количества изотопно-легкого метана и изотопно-тяжелой углекислоты, которая вовлекается в диагенетическую перекристаллизацию карбонатов и вызывает тем самым их "утяжеление". Кроме того, биохимически сопряженно с процессом метанового брожения происходит и микробальное окисление биохимического метана с образованием изотопно-легкой "тлекислоты, участие которой в диагенетической перекристаллизации приводит к возникновению уже аномально легких карбонатов.

Подобные аномалии по изотопному составу карбонатов обнаружены в миоценовых морских сланцах Калифорнии и Орегона [30], карбонатных прослоях угленосных толщ Австралии [27], а также в юрской битуминозной толще Воскресенско-Бельской впадины [7].

Конкурирующие с метаногенезом процессы сульфатредукции были подавлены, на что указывают невысокие количества пирита при относительно высоком содержании железа в породе.

В заключение следует признать, что первопричиной образования столь уникальных пород, как кукерситы, были переменные условия литоральной зоны, в которой они накапливались, так как это потребовало от организмов цианобактериального мата выработки повышенных защитных свойств. Образовавшаяся вследствие этого толстая слизистая капсула замедляла деструкцию органического вещества еще до попадания его в осадок и предохраняла организмы от поедания его зообентосом. Второй причиной образования столь своеобразной керогенсодержащей

породы была быстрая посмертная или даже прижизненная литификация микроорганизмов, которая выводила органическое вещество кукерситов из-под воздействия процессов диагенеза, что и привело в конечном счете к столь повышенному в них содержанию органического вещества.

* * *

Итак, рассмотрение условий накопления диктионемовых сланцев и кукерситов показало, что они имеют как черты сходства, так и черты различия. Общими чертами являются: основной источник органического вещества в виде бентосного цианобактериального сообщества, принадлежность к прибрежно-морским фациальным осадкам (литораль, сублитораль), на среду накопления которых заметное влияние оказывал континентальный сток и, наконец, приуроченность к мелким отклонениям в противоположную сторону общего течения трансгрессии или регрессии моря.

К чертам различия следует прежде всего отнести отличие климатических условий накопления рассмотренных пород, что нашло отражение не только в минеральном составе их, но и в составе органического вещества, так как гумидный климат времени накопления диктионемовых сланцев привел к заметному влиянию аллохтонного источника органического вещества. Существенно важно подчеркнуть различие путей деструкции органического вещества в диктионемовых и кукерситовых илах: в первом случае преобладали процессы сульфатредукции, во втором — метаногенеза.

Список литературы

1. *Аарна А.А.* Об образовании горючих сланцев Эстонского месторождения // Генезис твердых горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 57–68.
2. *Барташевич О.В., Жмур С.И., Емец Т.П.* Нефтематеринский потенциал горючих сланцев платформенного палеозоя СССР // Сов. геология. 1982. № 8. С. 9–14.
3. *Бауков С.С.* Сера горючих сланцев Эстонского месторождения // Тр. ИГ АН ЭССР. 1961. № 6. С. 45–50.
4. *Бауков С.С.* Кукерситы Эстонской ССР и Ленинградской области // Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1972. С. 33–38.
5. *Бауков С.С., Паап А.А.* О природе керогена кукерситов // Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность, Фрунзе: Илим, 1978. С. 116–119.
6. *Бауков С.С.* Геотектонические условия сланценакопления // Тр. ИГ АН ЭССР. 1956. № 1. С. 95–104.
7. *Борщевский Ю.А., Степанова Н.А.* Микробиально-диагенетические процессы как причина возникновения изотопно-углеродистых аномалий осадочных карбонатов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 5. С. 1177–1180.
8. *Вингисаар П., Каттай В., Утсал К.* Состав кукерсита Прибалтийского сланцевого бассейна // Изв. АН ЭССР. Геология. 1984. Т. 33. № 2. С. 55–62.
9. *Гинзбург А.И.* Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР) // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 4. С. 39–52.
10. *Дилакторский Н.Л., Галибина Е.А.* К вопросу о процессах минералообразования, протекающих при нагревании сланцевой смолы и твердении гидратированных продуктов обжига // Сланцевольные материалы в строительстве (Тр. 2-го совещ. по расширению использования в строительстве неорганической части сланца-кукерсита). Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1955. С. 38–45.
11. *Дилакторский Н.Л., Бауков С.С., Дилакторская М.М.* Опыт применения седиментометрического анализа для выяснения условий сланценакопления // Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1961. Т. IX. № 2. С. 130–141.
12. *Дилакторский Н.Л.* К вопросу о строении керогена // Изв. АН ЭССР. Сер. техн. и физ.-мат. наук. 1960. Т. IX. № 3. С. 268–274.
13. *Жмур С.И., Степанова Н.А.* Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов сланцевой толщи Эстонского месторождения // Горючие сланцы. 1987. № 4/1. С. 30–36.
14. *Залесский М.Д.* О морском сапропелите, образованном синезеленой водорослью // Изв. Императорской АН. Сер. 1. 1917. № 4. С. 3–28.

15. *Иванов Б.И.* К вопросу о происхождении прибалтийских сланцев // *Химия и технология горячих сланцев и продуктов их переработки*. Тр. ВНИИПС. 1956. Вып. 5. С. 11–28.
16. *Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 245 с.
17. *Мянниль Р.М.* История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
18. *Мянниль Р.М., Бауэр Х., Пуура В.* Закономерности размещения и накопления кукерситов // *Строение сланцевосной толщи Прибалтийского бассейна горячих сланцев-кукерситов*. Таллин: Валгус, 1986. С. 45–52.
19. *Наливкин В.Д.* Ученые о фациях. Ч. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 393 с.
20. *Насонова Н.М.* Структурно-тектонические особенности пород промышленного пласта Эстонского месторождения горячих сланцев // Тр. ИГ АН ЭССР. 1962. Т. X. С. 205–214.
21. *Раудсеп Т.* О генезисе Эстонского горячего сланца-кукерсита // *Генезис твердых горячих ископаемых*. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 59–70.
22. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 546 с.
23. *Страхов Н.М.* Типы осадочного процесса и формаций осадочных пород // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1956. № 5. С. 3–21 и № 8. С. 28–60.
24. *Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Недра, 1972. 255 с.
25. *Bauld J.* Occurrence of benthic microbial mats in saline lake // *Hydrobiologia*. 1981. V. 81. P. 87–111.
26. *Bauld J.* Microbial mats in marginal marine environments: Shark Bay, Western Australia and Spencer Galf South Australia // *Microbial mats: stromatolites*. 1981. P. 39–58.
27. *Gould K.W., Smith J.W.* The genesis and isotopic composition of carbonates associated with some permian Australia coals // *Chem. Geol.* 1979. V. 24. P. 137–150.
28. *Keith M.L., Parker R.H.* Local variation of ^{13}C and ^{18}O content of mollusk and the relatively marine environments // *Marine geol.* 1965. V. 3. N 1–2. P. 115–129.
29. *Logan B.W., Hoffman P., Gebelin C.D.* Algal mats, cryptalgal fabrics and structures Hambelin Pool, Western Australia // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1974. V. 22. P. 140–194.
30. *Murata K., Fridman J., Madsen B.* Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine miocene formation of California and Oregon // *Geol. Surv. Profes. Paper.* 1969. N 614-B. P. 3–21.
31. *Tissot B., Durand B., Espitale J., Cobaz A.* Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum // *Ibid.* 1971. V. 55. N 2. P. 2177–2193.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.XII.1987

УДК 552.54:552.574(477.62)

Кучеренко М.Т., Мизин А.Н.

О ГЕНЕЗИСЕ ПРОСЛОЕВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Охарактеризованы прослой карбонатных и углисто-карбонатных пород на поле шахты "Голубовская" ПО "Стахановуголь". Показано, что формирование прослоев и линз указанных пород происходило во время накопления исходной торфяной массы угольных пластов на участках, где область торфонакопления непосредственно примыкала к области образования карбонатных илов, т.е. к области мелководья моря со слабым привнесом терригенного материала. Установлено, что угольные пласты с включениями карбонатных пород отличаются пониженной мощностью и повышенной зольностью и сернистостью, высокой их изменчивостью на шахтных полях, преобладанием карбонатов в составе золы.

При ведении добычных работ в некоторых угольных пластах Донецкого бассейна встречаются их замещения известняками. Наличие таких замещений (внедрений, переслаиваний) в угольных пластах этого бассейна отмечалось в работах [1, 2, 5, 6]. В работе В.Ф. Коробкова [3] указывается, что такие явления зафиксированы в горных выработках 70 действующих шахт.

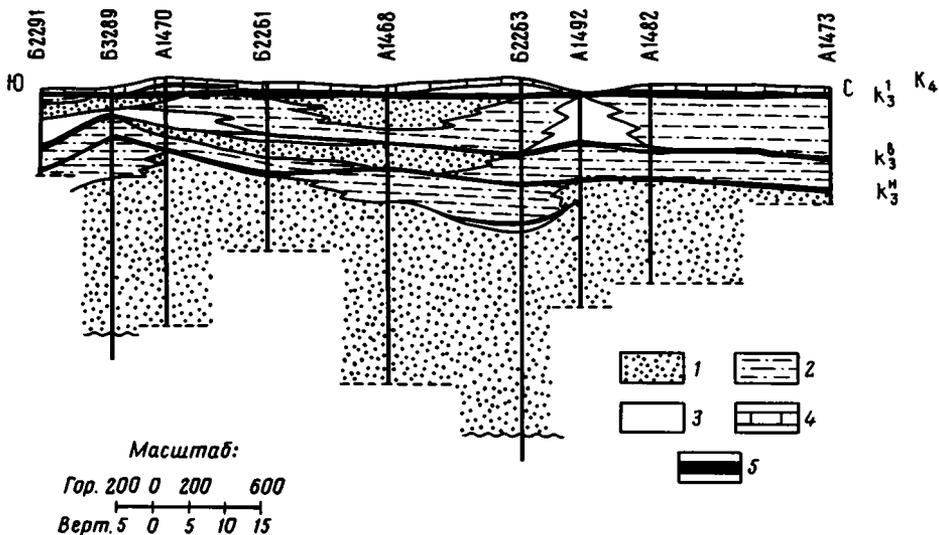
Наличие карбонатных включений в угольных пластах затрудняет выемку углей комбайнами, почти исключает возможность использования механизированных комплексов, вызывает необходимость дополнительных затрат времени и средств на их преодоление, приводит к значительным потерям запасов угля в недрах.

На стадии разведки подобные замещения выявляются исключительно редко или вовсе не обнаруживаются. Однако их возможное проявление необходимо учитывать при проектировании строительства новых или реконструкции действующих шахт, особенно при обосновании их мощности. Поэтому проектировщики шахт должны располагать данными о степени пораженности угольных пластов карбонатными замещениями. Прогнозирование этих явлений возможно только с учетом особенностей развития замещений угольных пластов известняками по всему бассейну и в конкретных угольных пластах. Однако публикации, посвященные этому вопросу, по Донецкому бассейну весьма ограничены [7].

В настоящей статье описываются замещения угольного пласта k_3^1 карбонатными породами, выявленные в горных выработках шахты "Голубовская" ПО "Стахановуголь".

Поле шахты "Голубовская" расположено в северной части Донецкого бассейна, на севере Алмазно-Марьевского геолого-промышленного района, на северном крыле Голубовско-Марьевской синклинали между Диагональным и Михайловским сбросами.

Угольный пласт k_3^1 залегает на толще глинисто-алевритовых пород мощностью 8–19 м, включающей несколько пластов угля и линзовидных залежей мелкозернистых песчаников, каждая мощностью до 2–5 м (фиг. 1). Почти повсеместно в этом интервале прослеживается угольный пласт k_3^2 мощностью 0,25–1,14 м. Менее распространен пласт k_3^3 мощностью 0,17–0,55. Под ним спорадически встречается третий угольный прослой мощностью 0,25–0,50 м. Эта толща подстилается разнозернистым песчаником мощностью 22–27 м, прослеживаемым на всем шахтном поле.



Фиг. 1. Литолого-стратиграфический разрез пород, вмещающих угольный пласт K_3^1 на поле шахты "Голубовская"

1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - аргиллит; 4 - известняк; 5 - уголь

По данным разведочного бурения, угольный пласт K_3^1 распространен на всем шахтном поле мощностью 0,6–1,0 м. Только единичными скважинами он вскрыт с меньшей (0,58–0,20 м) или большей (1,30 м) мощностью. Строение пласта преимущественно однопачечное; несколькими скважинами установлено двухпачечное. Мощность верхней пачки составляет 0,26–0,75 м, нижней – 0,20–0,39 м, а разделяющего их слоя глинистых пород – 0,02–0,10 м. В скв. А 1470 верхняя пачка пласта имеет мощность 0,4 м, нижняя 0,15 м, а разделяющей их породой оказался слой (0,9 м) серого с коричневатым оттенком известняка, разбитого трещинами в различных направлениях, выполненными кальцитом.

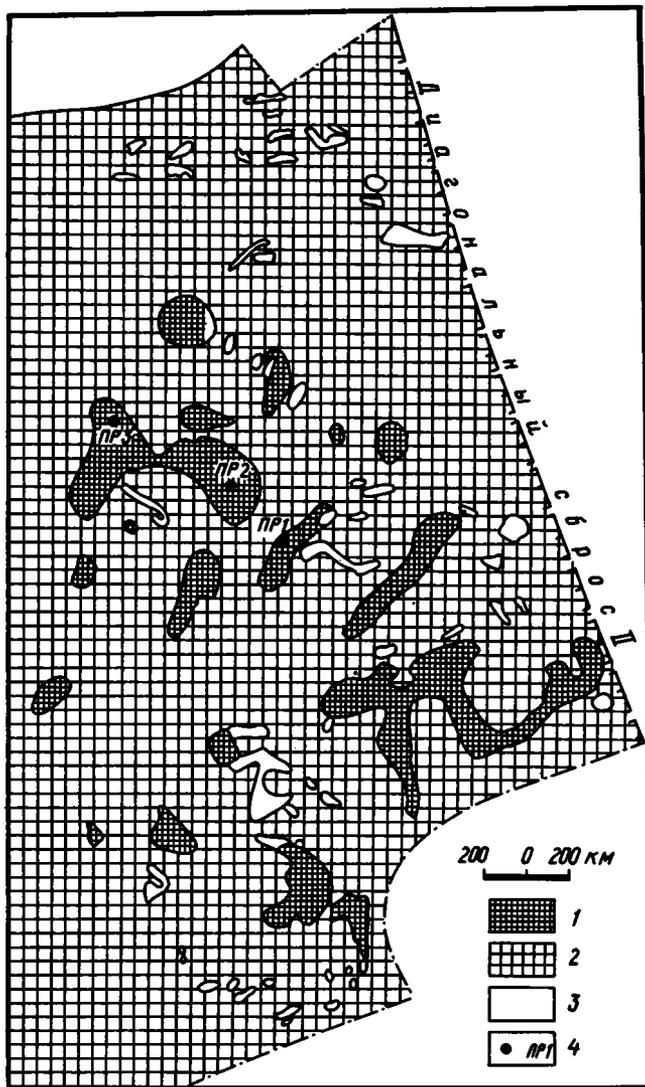
Изменчивость мощности угольного пласта по отношению к среднему ее значению по шахтному полю (0,84 м) находится в пределах от 0–1,2 до 76,2%. Среднеквадратическое ее отклонение составляет $\pm 0,22$ м, а коэффициент вариации 26,4%.

Зольность угольного пласта составляет 8,9–22,4%. Ее изменчивость по отношению к среднему значению (15,24 м) колеблется в пределах от 2,9 до 47%, среднеквадратическое отклонение составляет $\pm 4,24\%$, коэффициент вариации 27,8%.

Сернистость угля высокая и изменяется от 1,3 до 5,2%. Изменчивость сернистости от среднего ее значения (3,89%) составляет 8–66,6%, среднеквадратическое отклонение $\pm 1,26\%$, коэффициент вариации 32,4%.

Непосредственной кровлей данного угольного пласта служит известняк K_4 мощностью 0,2–1,49 м. В скв. Б2263 он отделяется от угольного пласта слоем глинистых пород мощностью 1,3 м. В скв. А1492 и Б2258 непосредственная кровля угольного пласта сложена также глинистыми породами.

По данным горных работ, на шахтном поле преобладают площади, где известняк составляет непосредственную кровлю пласта (фиг. 2). На этой площади горными работами выявлены зоны овального и неправильного очертаний, в пределах которых угольный пласт в нижней, средней или верхней его части включает один, реже два прослоя карбонатных, глинисто- или углисто-карбонатных пород мощностью от 0,10 до 1,3 м. Размер зон овального очертания колеблется в широких пределах и составляет $(50-300) \times (90-500)$ м²; неправильного – иногда превышает эту величину. Установлен также ряд зон овального и неправильно-овального очертаний размером $(25-100) \times (50-300)$ м², где карбонатные породы кровли отделяются от угольного пласта прослоем глинистых пород мощностью



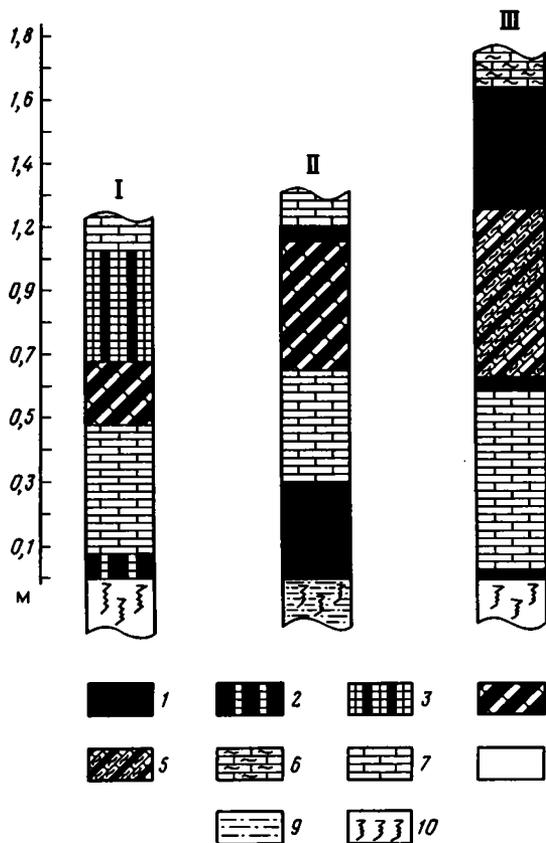
Фиг. 2. Схема распространения карбонатных пород в угольном пласте k_1^1 на поле шахты "Голубовская"

1 - в угольном пласте и его кровле; 2 - в кровле; 3 - отделены от угольного пласта алевритоглинистыми породами; 4 - точки детального изучения угольного пласта

0,1–0,8 м. Такие площади обычно не совпадают с площадями замещения угля карбонатными и углисто-карбонатными породами и характеризуются неустойчивой (ложной) кровлей.

Для детального изучения природы замещений угольного пласта были отобраны образцы вмещающих и замещающих угольный пласт пород и углей в следующих трех горных выработках шахты "Голубовская": 1) разрез лавы № 27, в 10 м от северного конвейерного штрека 1; 2) северный конвейерный штрек 2, в 125 м от группового вентиляционного штрека; 3) сопряжение северного откаточного штрека горизонта 620 м с групповым вентиляционным штреком.

Почва угольного пласта сложена серым или светло-серым с зеленоватым оттенком мелкозернистым глинистым алевритом слюдисто-глинисто-кварцевого состава



Фиг. 3. Строение угольного пласта k_1^1 на поле шахты "Голубовская"
 1 – кларен; 2 – дюрено-кларен; 3 – кларено-дюрен; 4 – карбонатно-углистая порода; 5 – углистый мергель; 6 – мергель; 7 – известняк; 8 – аргиллит; 9 – алевролит; 10 – "кучерявчик". I–III – номера точек

ва, пересеченным многочисленными ризоидами в различных направлениях, в результате чего при легком ударе или нажиме легко распадается на мелкие изометричные и остроугольные кусочки, местами со скоплением агрегатов карбоната железа или пирита размером до 3 мм.

Нижняя пачка угольного пласта прослеживается во всех изученных точках. В I точке уголь мощностью 0,08 м представлен дюрено-клареном¹ (фиг. 3). Гелифицированное вещество в нем сложено прозрачной однородной массой, фюзенизированное – немногочисленными линзами ксиловитрено- и витрено-фюзена мощностью до 5 мм, а компоненты группы лейптинина – редкими мегаспорами и их обрывками, а также обрывками кутикулы.

Во II и III точках прослой угля мощностью 0,02–0,30 м представлен клареном. Гелифицированное вещество представлено основной прозрачной массой и стеблевым атритом, фюзенизированные компоненты – линзами и полосками фюзена или вообще отсутствуют, а липоидное вещество – редкими микроспорами, обрывками мегаспор и спорангий, а также смоляными тельцами.

Выше во всех изученных трех точках залегает известняк мощностью 0,35–0,55 м. Порода темно-серая с коричневатым оттенком, сложена ракушечным детритом и органогенным шламом. Среди органогенных остатков установлены

¹ Углетрографические исследования выполнены М.Г. Панковой.

Химический состав пород из кровли и прослоев в угольном пласте k_3^1 на поле шахты "Голубовская", %

| Номер пробы | Положение по отношению к пласту | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO |
|-------------|---------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| 2-1б | Кровля | 5,97 | 0,03 | 1,82 | 2,28 | 49,4 | 1,18 |
| 2-1в | То же | 7,39 | 0,04 | 1,96 | 2,06 | 49,0 | 1,47 |
| 3-1 | " | 17,1 | 0,19 | 5,54 | 9,14 | 32,0 | 1,62 |
| 1-3 | Прослой в пласте | 2,31 | 0,001 | 0,28 | 0,51 | 52,0 | 1,48 |
| 2-4 | То же | 2,13 | 0,001 | 0,39 | 1,51 | 49,0 | 1,26 |
| 3-5 | " | 2,02 | 0,001 | 0,27 | 1,34 | 51,0 | 1,58 |

| Номер пробы | Положение по отношению к пласту | K ₂ O | N ₂ O | SO ₃ | P ₂ O ₅ | П.п.п. | Сумма |
|-------------|---------------------------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|--------|---------|
| 2-1б | Кровля | 0,26 | 0,14 | 3,0 | 0,03 | 35,57 | 101,68 |
| 2-1в | То же | 0,32 | 0,14 | 2,0 | 0,032 | 37,19 | 101,602 |
| 3-1 | " | 0,80 | 2,84 | 17,1 | 0,084 | 24,33 | 110,744 |
| 1-3 | Прослой в пласте | 0,05 | 0,04 | 0,838 | 0,026 | 42,70 | 100,235 |
| 2-4 | То же | 0,065 | 0,54 | 2,75 | 0,022 | 43,50 | 101,168 |
| 3-5 | " | 0,055 | 0,03 | 0,56 | 0,031 | 42,86 | 99,747 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПГО "Южургеология".

членики криноидей, неокатанные обломки пелеципод и брахиопод, а в шлифах — раковины остракод и фораминифер, обрывки слоевищ водорослей донещелл. Крупные асимметричные обломки фауны слегка ориентированы и несут следы окатывания. Данные химических (табл. 1) и термических исследований показывают, что карбонаты составляют 89—96% пород; доломит слагает около 6—7% этой массы. Внизу и вверху рассматриваемого слоя породы часто наблюдаются витрецизированные и фюзенизированные растительные обрывки толщиной 1—10 мм. Они расположены примерно параллельно наслоению породы. Известняк сильно трещиноват. Трещины закрытого типа, сильноизвилистые, и обнаруживаются при ударе по породе молотком.

В III точке описанного выше слоя известняка залегает средняя угольная пачка мощностью 0,05 м, сложенная клареновым углем. Гелифицированное его вещество представлено прозрачной основной массой, фюзенизированные компоненты — крупными линзами фюзена, ксиловитрено- и витрено-фюзена и редкими линзами семиксиловитрено-фюзена, а лейптинита — редкими мелкими микроспорами и обрывками тонкоэжзинных мегаспор.

Выше второй пачки угля или описанного слоя известняка во всех трех точках залегает слой карбонатно-углистых пород мощностью 0,20—0,65 м.

В I и II точках слой представлен чередующимися между собой прослоями блестящего угля, углистой темно-серой и почти черной породы и более светлого карбоната мощностью от 1 до 5 мм, с вертикальными трещинами шириной 1—2 мм, выполненными кальцитом. Местами карбонат образует линзообразные включения, в сторону которых происходит веерообразное расхождение слоев угля под углами 10—15°. Часто наблюдаются мелкие неокатанные обломки раковин пелеципод, брахиопод и членики криноидей.

В шлифах видно, что основная углистая масса представлена прозрачным однородным веществом с редко встречающимися полосками структурного витрена, кsilовитрена- и витрено-фюзена, с единичными обрывками мегаспор. В этой массе послойно распределены неокатанный и неотсортированный ракушечный детрит, в составе которого определены обломки раковин пелеципод и брахиопод, членики криноидей, крупные раковины фораминифер. Отдельные обломки несут следы окатывания, асимметричные обломки расположены параллельно напластованию. Встречаются неокатанные обугленные растительные обрывки.

В III точке данному горизонту соответствует углистый мергель темно-серого цвета с горизонтальной слоистостью, заметной по послойному распределению витренизированных обрывков листьев и стеблей растений мощностью 1–3 мм и мергеля мощностью 1,5–2,0 см, с остатками разрозненных створок пелеципод, в верхней части с включением агрегатов пирита неправильной формы размером 0,5–2 см². В шлифах видно, что угольное вещество представлено витренизированными и фюзенизированными обрывками растений, а карбонатное – неокатанными обломками раковин брахиопод, пелеципод, члеников криноидей, слоевищ водорослей донцелл, раковинами фораминифер, ракушечным шламом. Присутствуют глинистые частицы, зерна кварца. Местами много мелкозернистых агрегатов пирита.

По данным химического анализа (см. табл. 1), карбонаты составляют более 40% породы. В их составе преобладает кальцит. Выше залегает верхняя пачка угля мощностью 0,05–0,38 м, представленного кларено-дюреном или клареном (см. фиг. 2). Во II обследованной точке в уголь включены слои ракушечного шлама, включающие более крупные неокатанные обломки раковин пелеципод, остракод и мелких фораминифер.

Кровлей угольного пласта k_3^1 чаще всего служат глинистые известняки и мергели, обозначаемые индексом K_4 .

Глинистый детрито-шламовый известняк установлен, в частности, во II изученной точке. По внешнему виду порода серого цвета с горизонтальной слоистостью, наблюдаемой по наличию прослоек блестящего угля мощностью от долей миллиметра до 8 мм, иногда расщепляющихся на два-три более тонких слоя, с частыми обломками раковин пелеципод, брахиопод и члениками криноидей. В шлифах определены также раковины остракод, крупных фораминифер и обрывки слоевищ водорослей донцелл, ракушечный шлам. По данным химических (см. табл. 1) и термических исследований, карбонаты слагают около 90% общей массы породы; преобладает кальцит; примесь доломита составляет 6–7,5%.

Мергель установлен в III точке опробования. По внешнему виду это серая порода со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, заметной по чередованию слоев мощностью 5–10 мм с различным содержанием глинистого материала, по наслоению с обугленными растительными обрывками и разрозненными створками пелеципод, участками с большим количеством зерен пирита. В шлифах наблюдается также большое количество неокатанных обломков раковин брахиопод, члеников криноидей, слоевищ водорослей донцелл, раковин фораминифер, ракушечного шлама. Многие асимметричные обломки расположены параллельно друг другу. Часто органогенные остатки замещены пиритом. По данным химических (см. табл. 1) и термических исследований, карбонаты составляют около 60% породы, на долю доломита приходится около 12% от общей массы карбонатов.

Весьма важным является генезис карбонатных пород, включенных в угольные пласты. В работе [7] приведены некоторые особенности карбонатных включений в угольных пластах i_3 и l_3 и делается вывод о том, что эти включения возникли в результате вдавливания карбонатного или между слоями торфа при уплотнении последнего под давлением вышележащих пород.

Такая точка зрения основана на ошибочном представлении о том, что карбонатные осадки каменноугольных морей, покрытые вышележащими породами,

находились в пастообразном состоянии. Только в таком виде они могли внедряться в нижележащий торфяник.

Приведенные выше данные об условиях залегания и других особенностях карбонатных включений и карбонатных пород в непосредственной кровле угольного пласта k_3^1 на рассматриваемом шахтном поле однозначно свидетельствуют о их накоплении в условиях мелководья морского водоема. Известно также, что цементация карбонатных осадков происходит в начальную стадию диагенеза [8]. В работе [4] указывается также, что в современных морях карбонатные осадки литорали и подводного берегового склона уже на раннем этапе диагенеза подвергаются частичной или полной цементации. В ней приводятся данные о том, что в пляжевых карбонатных осадках обнаружены зацементированные бутылки из-под напитка кока-кола и обломки снарядов второй мировой войны. Следовательно, для перехода карбонатных илов в твердое состояние потребовалось всего 30–40 лет.

О ранней цементации карбонатных включений в торфянике свидетельствуют постоянно наблюдаемые случаи их огибания слоями угля, сильная трещиноватость известняков, залегающих в кровле угольных пластов с карбонатными включениями.

Вероятнее всего, накопление карбонатных, углисто-карбонатных и карбонатно-углистых пород, включенных в угольный пласт k_3^1 , происходило во время образования исходной торфяной массы этого пласта на участках, где область торфонакопления непосредственно примыкала к области накопления карбонатных илов, т.е. к области мелководья моря с слабым привнесом терригенного материала.

Судя по площадному распространению и особенностям примесей в угольном пласте, граница между зонами торфо- и карбонатонакопления была сильноизвилистой и не оставалась на одном и том же месте на протяжении периода торфонакопления рассматриваемого угольного пласта. Накопление пород с различным содержанием карбонатного материала определялось в основном интенсивностью поступления в область торфонакопления карбонатного материала в виде ракушечного детрита песчаного и крупноалевритового размеров, представленного в основном обломками раковин пелеципод и брахиопод с примесью раковин фораминифер, обрывков слоевищ водорослей донцелл и разрозненных члеников криноидей. Количественное поступление такого карбоната в торфяник определялось интенсивностью волнений в мелководной прибрежной части моря и незначительными колебаниями ложа торфонакопления. Интересные данные получены при изучении некоторых особенностей угольного пласта на площадях, расположенных на различном удалении от зон его замещения карбонатными или углисто-карбонатными породами.

Так, суммарная мощность угольных пачек при удалении от зон замещения пласта этими породами возрастает, а зольность и сернистость угля, наоборот, уменьшаются (табл. 2). Это, по-видимому, связано с существованием в области торфонакопления различной динамики и химизма водной среды.

Зоны развития карбонатных и углисто-карбонатных пород располагались вблизи мелководных зон морского водоема и чаще подвергались волновым воздействиям водной среды, что мешало увеличению мощности торфяника и даже сопровождалось его местными размывами.

С неодинаковой интенсивностью воздействия на торфяник волнений прилегающего морского водоема связано и изменение зольности угольного пласта. На участки, подвергавшиеся интенсивному воздействию этих волнений, в торфяник более интенсивно и в большем количестве поступало минеральное вещество в виде терригенных и карбонатных частиц, чем в зонах, более удаленных от берега моря.

Основным источником серы в угольных пластах является редукция ионов SO_4^{2-} , поступавших в торфяник из прилегавшего к нему водоема [9]. Поэтому выявленные особенности изменчивости сернистости угольного пласта k_3^1 при

Значение мощности, зольности и сернистости при удалении от зон замещения угольного пласта k_3^1 карбонатными породами на поле шахты "Голубовская"

| Расстояние, м | Мощность, м | | Зольность, % | | Сернистость, % | |
|---------------|-------------|---------|--------------|---------|----------------|---------|
| | пределы | среднее | пределы | среднее | пределы | среднее |
| 0-50 | 0,20-1,00 | 0,68 | 16,7-20,4 | 18,0 | 1,3-5,2 | 4,3 |
| 50-200 | 0,84-0,88 | 0,86 | 11,8-22,1 | 17,0 | | |
| 200-500 | 0,78-1,13 | 0,87 | 8,9-22,4 | 15,0 | 2,3-5,9 | 3,9 |
| 500-1000 | | | | | 3,1-4,8 | 3,73 |
| > 1000 | 0,60-1,30 | 0,91 | 10,0-17,5 | 13,2 | 2,9-3,4 | 3,15 |

Таблица 3

Значения изменчивости мощности, зольности и сернистости угольного пласта k_3^1 на поле шахты "Голубовская" на различном расстоянии от зон замещения угольного пласта карбонатными породами

| Расстояние, м | Изменчивость, % | | | | | |
|---------------|-----------------|---------|-----------|---------|-------------|---------|
| | мощности | | зольности | | сернистости | |
| | пределы | средняя | пределы | средняя | пределы | средняя |
| 0-50 | 4,8-76,2 | 23,8 | | | | |
| 50-200 | | | 2,9-47,0 | 24,4 | 26,0-66,6 | 37,2 |
| 200-500 | | | | | 8,0-51,7 | 25,7 |
| | 0-54,8 | 13,3 | | | | |
| 500-1000 | | | 3,8-34,4 | 19,6 | | |
| > 1000 | | | 2,9-14,8 | 8,6 | 12,6-25,4 | 19,4 |

удалении от зон с прослоями и линзами карбонатных пород также указывают на неодинаковую интенсивность воздействия морских вод на торфяник.

Изменчивость (отношение отклонения значений мощности пласта в данной точке от среднего значения к среднему его значению по изученной площади, выраженное в процентах) мощности, зольности и сернистости угольного пласта k_3^1 также уменьшается при удалении от зон распространения в нем прослоев и линз карбонатных пород. При этом наиболее высокая изменчивость характерна для сернистости (табл. 3). Этот факт согласуется с высказанным выше предположением о существовании в торфянике зон различного воздействия на него волнений и химизма прилегающего водоема.

Таким образом, прослой карбонатно-углистых, углисто-карбонатных, углисто-глинисто-карбонатных и карбонатных пород приурочены к угольным пластам, непосредственная кровля которых сложена карбонатными породами, обычно сильно трещиноватыми. Изредка устанавливаются зоны небольших размеров, где карбонатные породы отделяются от угольного пласта прослоем алевроглинистых пород мощностью до 1 м. Прослой и линзы указанных пород приурочены к зонам пласта с пониженной его мощностью и повышенной зольностью и сернистостью угля, преимущественно карбонатным составом золы. Угольные пласты отличаются повышенным отклонением мощности, зольности и сернистости от средних их значений для всего шахтного поля.

Наличие прослоев карбонатных пород в угольных пластах фиксируется на диаграммах каротажа (ГГК).

Список литературы

1. Буцик Ю.В. Алмазно-Марьевский угленосный район // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 735–761.
2. Васильев П.В. Методы геологических наблюдений и исследований в угольных шахтах. М.: Углетехиздат, 1951. 324 с.
3. Коробов В.Ф. Карбонатные внедрения в угольных пластах Донецкого бассейна и их влияние на технологию горных работ // Матер. V конф. молодых ученых (горючие ископаемые). М., 1978. С. 73–77. Деп. в ВИНТИ № 2516-78.
4. Логвиненко Н.В. Морская геология. Л.: Недра, 1980. 342 с.
5. Мефферт Б.Ф., Крым В.С. Ископаемые угли Донецкого бассейна. Вып. II. Л.: Геол. ком., 1926. 339 с.
6. Омелянович В.М. Шахтная геология угольных месторождений. М.: Недра, 1966. 219 с.
7. Пожидаев С.Д., Бабенко В.П. К вопросу о генезисе известняков угленосных отложений карбона Донбасса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 4. С. 39–45.
8. Чилингар Д.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.К. Диагенез карбонатных пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 165–290.
9. Юровский А.З. Сера каменных углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 296 с.

Институт минеральных ресурсов,
Днепропетровск

Поступила в редакцию
16.IX.1987

УДК 553.64:551.732

Розанов А.Ю., Жегалло Е.А.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ АЗИИ

В статье приведены новые данные о природе и условиях образования венд-кембрийских фосфоритов и уточнен их возраст.

С началом кембрийского периода (томмотским веком) связано массовое глобальное распространение большого числа групп организмов, строящих фосфатный скелет [2, 12, 19, 23–25]. Из известных групп здесь присутствуют первые беззамковые брахиоподы. Остальные – группы неясного систематического положения: хиолительминты, томмотиды, сифогонухиды, конодонтоморфы и т.д., некоторые из которых могут быть сближены с полихетами, а некоторые даже, возможно, являются древнейшими фрагментами представителей хордат. Все они получили в международной практике условное название SSF (мелкие скелетные ископаемые).

Дальнейшая история развития органического мира показала, что использование фосфата для построения скелета для большинства групп не оказалось полезным. Большинство развитых в начале кембрия групп очень скоро вымерло, во всяком случае максимум их развития приходится именно на первую половину раннего кембрия.

Для понимания специфики развития скелетных ископаемых на начальных этапах необходимо было проанализировать прежде всего ряд абиотических параметров обитания этой специфической биоты.

Обращали на себя внимание два обстоятельства: 1) пространственная связь распределения SSF и крупнейших древних фосфоритопроявлений и 2) повышенное содержание фосфата в породах томмотского возраста в районах, где не происходило образования фосфоритов [10, 16–18].

Для уточнения стратиграфической приуроченности фосфатопроявлений были проведены специальные работы в МНР, частично в Забайкалье, проанализированы результаты исследований по проектам 29 и 156 МПГК и данные разных авторов по Каратау [12, 23].

Не будем здесь подробно разбирать стратиграфические данные, они могут быть почерпнуты из упомянутых в начале статьи работ. Заметим лишь, что стратиграфический аспект в проблеме изучения древних фосфоритов имеет очень важное значение. Одним из главных моментов является максимально точное определение возраста самих фосфоритов и комплекса одновозрастных пород, что существенно влияет на выявление пространственно-временных закономерностей их размещения. С этой точки зрения концепция венд-кембрийской эпохи фосфоритонакопления имела важнейшее значение для более целенаправленных поисковых работ на древние фосфориты. Однако продолжительность венда и кембрия составляет приблизительно 150–170 млн. лет, и поэтому изначально в эту концепцию была внесена возможность серьезных погрешностей. Понятие *эпоха* стало неопределенным, и в такой ситуации приходится анализировать совершенно несравнимые с более молодыми эпохами данные. Продолжительность последних оказывается несоизмеримо меньше, а внутреннее геосторическое содержание совершенно иным. Некритическое использование стратиграфических данных приводит к тому,

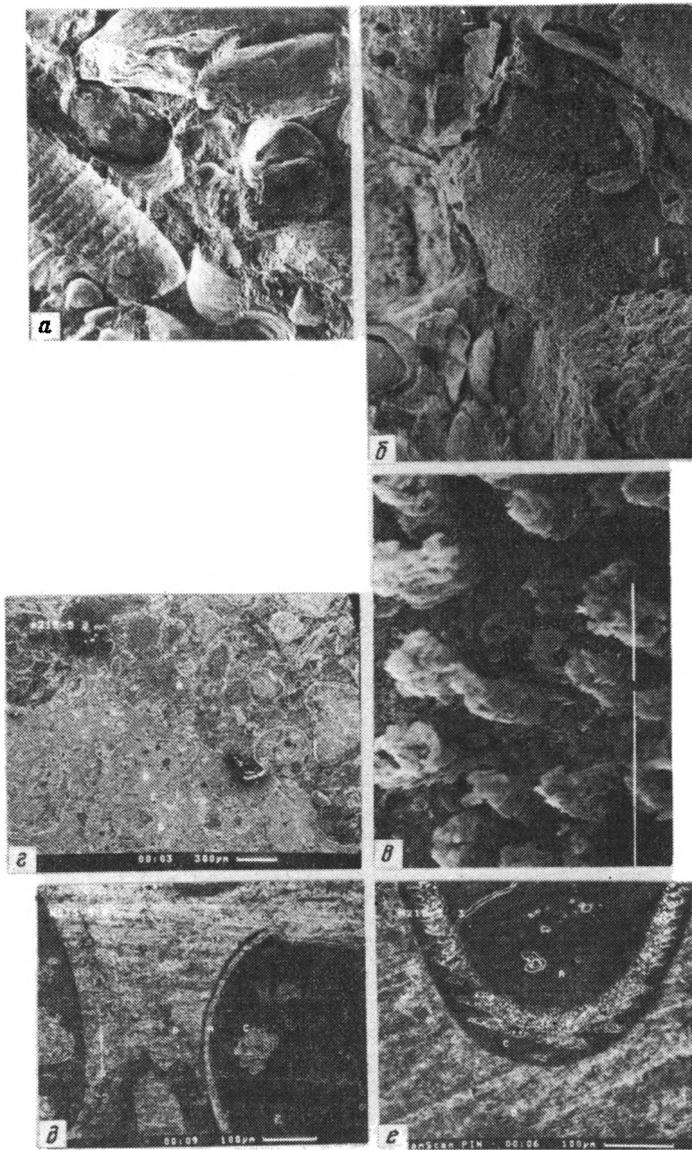
что многие процессы и явления, происходившие за эти 150–170 млн. лет и совершенно несопадающие во времени, совмещаются. Отсюда вытекают неоправданные выводы. В качестве примера приведем рассуждения о латеральном ряде: эвапориты – фосфориты – черные сланцы [7], все три компонента которого на самом деле имеют разный возраст. Реальная картина такова, что многие крупнейшие фосфоритовые месторождения Азии (Каратау, Юньнань, Хубсугул) оказались в очень узком томмотско-раннеатдабанском интервале [10], а черные сланцы – позднеатдабанско-ботомские. Особенно не оправданы упорные утверждения о вендском возрасте фосфоритов Хубсугульского месторождения [7, 8]. С самого начала было ясно, что они постюдомские и доатдабанские [4, 9]. Нужно при этом иметь в виду, что в СССР, а также в МНР и КНР имеются фосфатопоявления вендского возраста и они могут иметь промышленное значение, но масштаб этих проявлений не идет ни в какое сравнение с томмотскими, а соизмерим с рифейскими, ботомскими и др. Значительные фосфоритопоявления имеются и в начале среднего кембрия (Австралия).

Крайне важны в понимании происхождения древних фосфоритов палеогеографические аспекты. По аналогии с современной ситуацией ряд исследователей считают апвеллинг главным источником фосфора. Нужно, однако, иметь в виду, что наиболее вероятно по состоянию наших знаний на сегодня предположение о существовании в это время единого континента – Палеопангеи [17], начало распада которой можно отнести лишь к послетоммотскому времени, что хорошо видно из анализа крупных перестроек структурного плана многих регионов и палеомагнитных данных [14, 26–28]. Концепция Палеопангеи основана на совмещении и непротиворечивости комплекса данных: палеомагнитных, литологических и, наконец, что архиважно, но учитывается крайне редко, – биогеографических. Если эта концепция более или менее отвечает действительности, то она, естественно, входит в полное противоречие с представлениями о главенствующей роли апвеллинга в образовании древних фосфоритов. Если рассматривать региональную палеогеографическую ситуацию, то и она не может быть согласована с апвеллингом. Действительно, наблюдаемая в МНР ситуация такова, что наиболее вероятно предположить, что вся интересующая нас территория от Дзобханской зоны до Прихубсугуля представляла собой единый мелководный бассейн. Свидетельство этому – постоянное присутствие в этих разрезах синезеленых и других водорослей. Комплекс фауны, встречаемый в этих отложениях, чрезвычайно сходен с комплексами мелководных отложений Сибирской платформы и Южного Китая. Здесь в этом районе нет свидетельств близкого нахождения сколь-нибудь глубоководных участков. А.В. Ильин, В.Н. Холодов [6, 21 и др.], обобщая материалы по региональной палеогеографии, полагают, что каждый из крупных бассейнов (Каратау, Хубсугульский и т.д.) непосредственно соседствует с крупными массивами суши, которая, по мнению В.Н. Холодова, и является главным поставщиком фосфора. Эта проблема, казалось бы, таким образом решается довольно просто, если бы не данные, показывающие, что повышенное содержание фосфора характерно вообще для томмотских отложений всех регионов [10, 16, 19, 23].

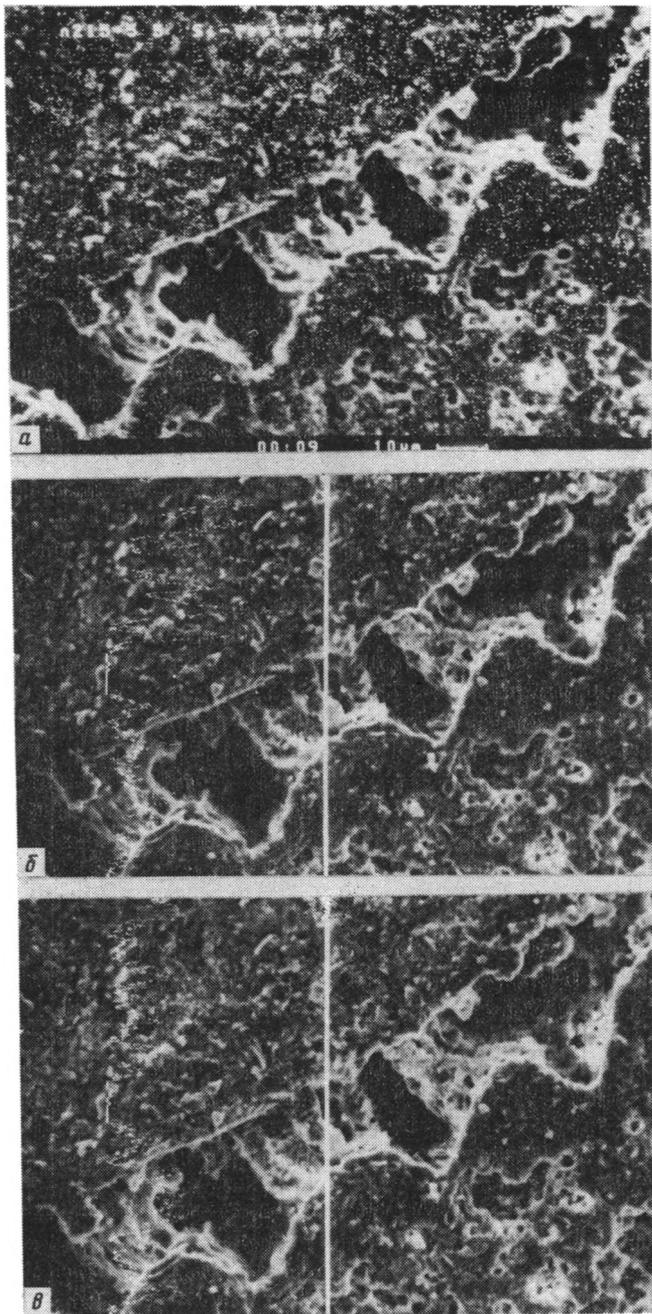
Палеомагнитные исследования, проведенные Д. Киришвинком по МНР (сборы А.Ю. Журавлева), показывают, что как МНР, так и все другие регионы крупного фосфоритопоявления находятся в пределах приэкваториальной зоны ($\pm 30^\circ$), а исследования палеотемператур [13] указывают на значения 25–50 °С. Таким образом, мы имеем дело с чрезвычайно мелководными (не глубже зоны фотосинтеза) и тепловодными бассейнами.

В связи со сложной картиной взаимоотношений в развитии SSF и фосфоритонакопления нами кроме изучения вопросов стратиграфии, палеонтологической, палеогеографии и палеобиогеографии были предприняты попытки изучения строения собственно фосфоритов.

Изученные образцы фосфоритов были собраны в районе Хубсугульского и



Фиг. 1. Ракушняковые фосфориты (Дзабханская зона, р. Саланы-Гол)
 а – ракушняковый фосфорит, увел. 50; б – то же, увел. 100 (на поверхности раковины моллюска *Salanyella costulata* M i s s видны линии столбиков); в – фрагмент столбчатой структуры раковины моллюска *Salanyella costulata* M i s s; увел. 300; г – темный слой в фосфорите (см. фиг. 3), сложенный обломками раковин и их ядер (в СКАН’е наблюдается обратная картина: более темная часть – чисто карбонатный матрикс, а светлая – матрикс, насыщенный Р и терригенной фракцией); д, е – *Hyolythellus* sp. (темное – фосфатный материал, светлое – карбонатный матрикс, раковины также первично-фосфатные. Результаты анализов на микрозонде см. рис. 7–9. А, В, С, D – точки анализов



Фиг. 2. Фрагмент раковины моллюска *Salanyella costulata* Miss.
a – карта распределения Si (максимум в ядре и оболочке, присутствует также в трещинах);
б – распределение Si по профилю (белая линия), хорошо видно отсутствие Si в скелете раковины; ***в*** – распределение P по профилю (белая линия) – хорошо видно отсутствие фосфора во внутренней части скелета и присутствие его в ядре и во внешней части скелета (внешняя часть уже фосфатизирована, но микроструктура остается неизменной)

Буренханского месторождений, а также в разрезах Дзабханской зоны на западе МНР. Кроме того, проанализирована часть образцов из Забайкалья и Каратау, последние любезно предоставлены нам В.Н. Холодовым.

Фосфориты изучались в прозрачных шлифах и пришлифовках обычными оптическими методами и с помощью сканирующего электронного микроскопа с микроанализатором.

При приготовлении препаратов очень важна предварительная обработка. Образцы изучали на сколах, пришлифовках или полированные, при этом выяснилось, что поверхности скола дают наименее отчетливые данные. Наилучшие результаты были получены при дополнительном протравливании изучаемых поверхностей 3–7%-ной соляной кислотой в течение 2–4 мин. Для выделения некоторых фосфатизированных объектов применяли протравливание в течение 1 сут. 10%-ной уксусной кислотой. Кроме протравленных или отполированных поверхностей были изучены также осадки, остающиеся после растворения фосфоритов. Однако нужно иметь в виду, что параметры обработки усреднены и в каждом конкретном случае для получения хорошего результата необходим индивидуальный подход.

В 1982 г. нами были опубликованы данные о наличии выдержанных (несколько километров) небольшой мощности (первые десятки сантиметров) прослоев фосфоритов с содержанием P_2O_5 15–20% [2] в Дзабханской зоне на западе МНР.

Фосфориты в районе р. Саланы-Гол, где они вскрыты в правом борту ручья, имеют несколько таких сближенных пластов. Возраст этих фосфоритов – томмотский.

Фосфориты здесь "зернистые", хотя на самом деле представляют собой микро-ракушняк (фиг. 1, фиг. 2), размеры раковин которых колеблются от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Главным отличием томмотских микро-ракушняков от ордовикских, которые всегда считались древнейшими ракушняковыми фосфоритами, является то, что основная масса фосфатного материала происходит из ядра раковин, которые сами по себе могут быть не только фосфатными, но и карбонатными. Интересно, что фосфориты текстурно представлены косо- и неправильно-слоистыми породами (фиг. 3). Однако нетрудно убедиться, что как сами слои, так и их фрагменты состоят из обломков раковин и их ядер (см. фиг. 1, з). Все эти "фрагменты" погружены в чисто карбонатный матрикс (см. фиг. 1, д, е), где лишь иногда наблюдаются аутигенные неправильной формы выделения кремнезема (фиг. 4). Интересно также, что почти все раковины запечатаны в тонкую фосфатную оболочку (см. фиг. 1, д, е). Как это и бывает в подобных случаях, наблюдается прекрасная сохранность самих раковин и их микроструктур (фиг. 1, б, в; 5, а, б).

Судя по анализам (фиг. 2, 6–8), как в ядре, так и в фосфатной оболочке, кроме фосфата присутствует тонкая терригенная фракция. Последнее обстоятельство и характер залегающих ракушняков достаточно отчетливо свидетельствуют о неинситуном захоронении раковин.

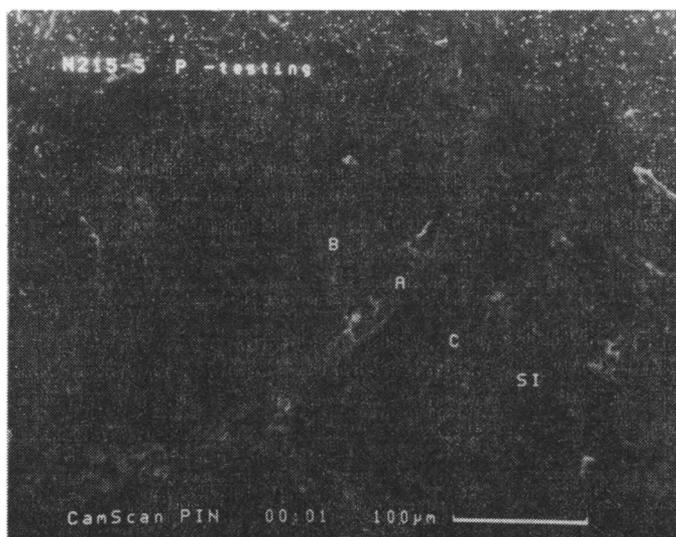
Наиболее вероятно, что фосфат накапливался в ядре раковины при посмертном разложении мягкого тела. В этот же момент сюда попадал также тонкий терригенный материал и образовывался фосфатный чехол на раковине, предохранявший ее от последующих изменений. В дальнейшем происходило перемещение раковин и их концентрация, после чего они были окончательно захоронены в карбонатном осадке.

Количество фосфата самих раковин не превышает 20% (учитывая толщину раковины и процент их по отношению к карбонатным раковинам). Остальной материал приходится на ядро и оболочку. Источник фосфата, таким образом, не один, но происхождение второй составляющей пока не ясно. Очевидно, разлагающееся органическое вещество мягкого тела организмов было хорошей средой для его садки и концентрации.

Таким образом, изучение фосфоритов Дзабханской зоны выявило два, как



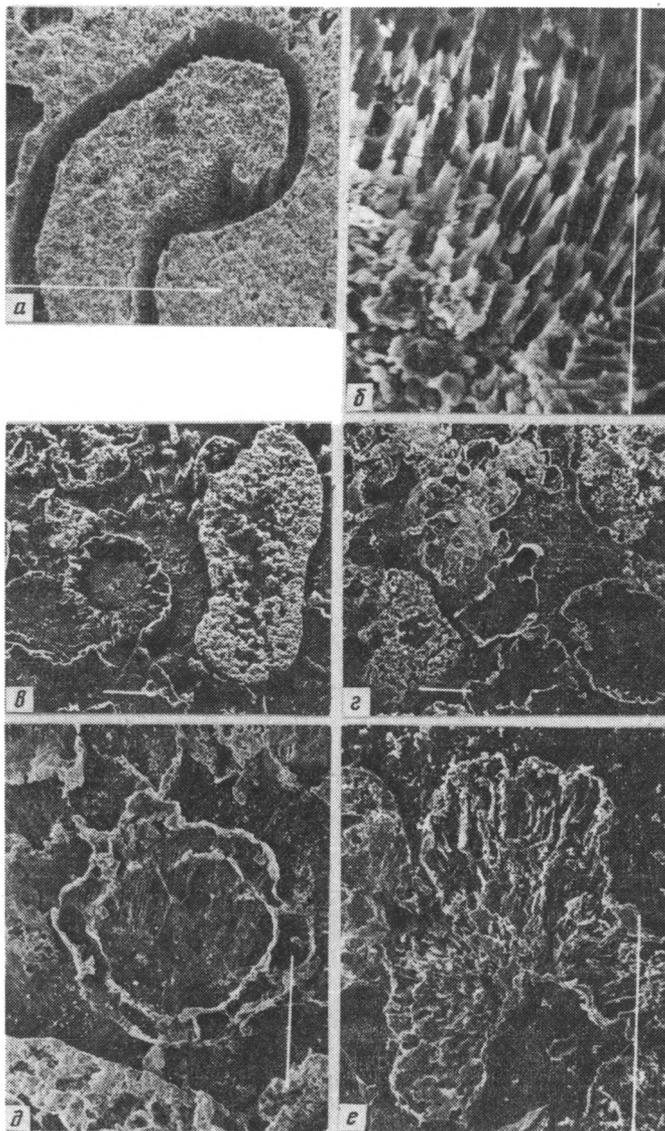
Фиг. 3. Слоистость в фосфоритах (Дзабханская зона, р. Саланы-Гол)
Черные пятна – фосфатный материал, сложенный раковинами и их фрагментами (см. детали строения черных слоев на фиг. 1, з); натур. вел.



Фиг. 4. Ракушняковый фосфорит (Дзабханская зона, р. Саланы-Гол; Si – аутигенное зерно кремнезема)

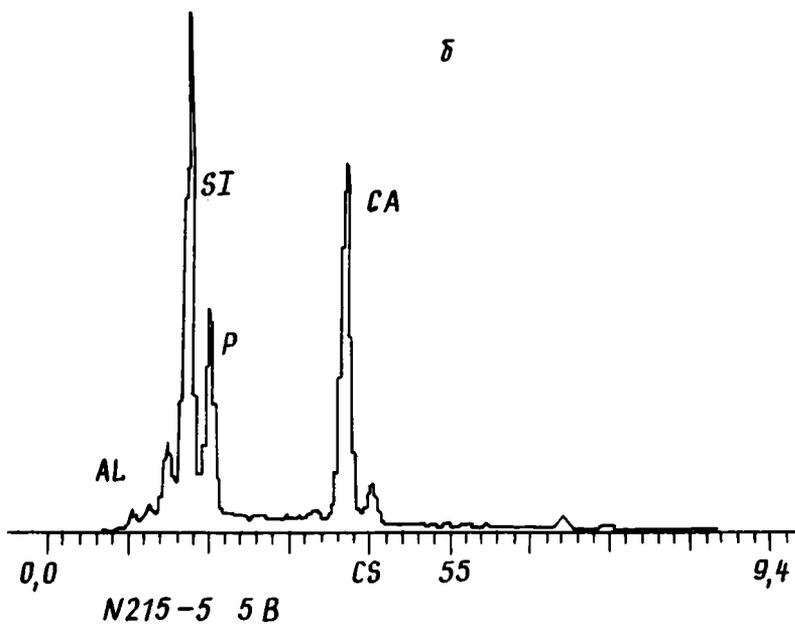
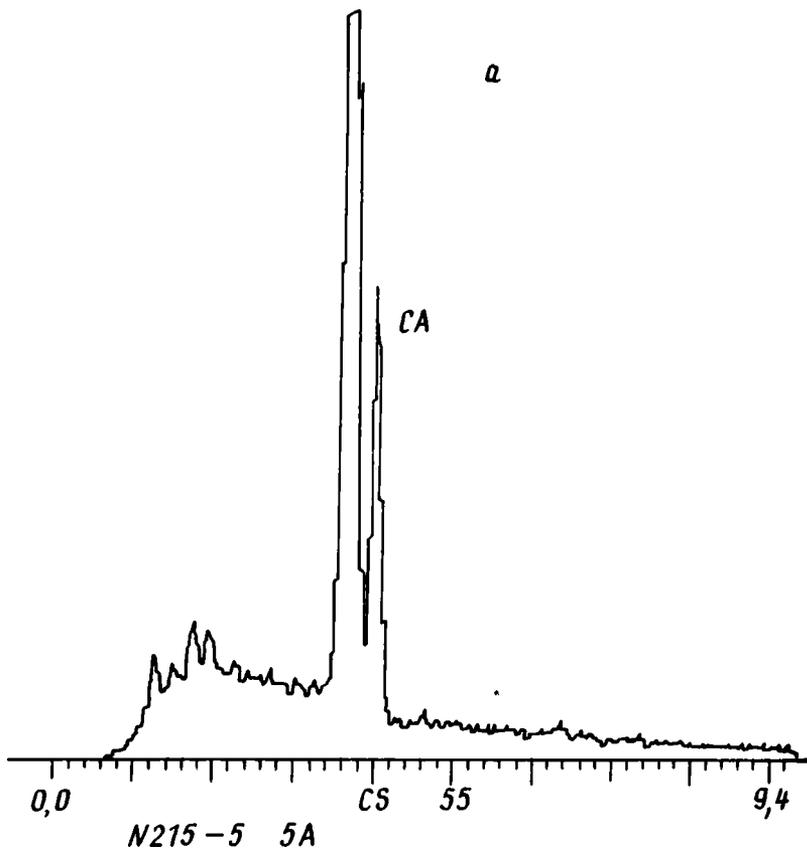
нам кажется, важных момента: во-первых, убедило нас в том, что ракушняковые фосфориты стали образовываться с начала появления скелетных фаун и, во-вторых, что среди древних фосфоритов имеется заведомо не химический их тип.

Теперь перейдем к результатам, полученным при изучении фосфоритов Прихубсугуля. Пласты фосфоритов здесь значительно более мощные и в большин-

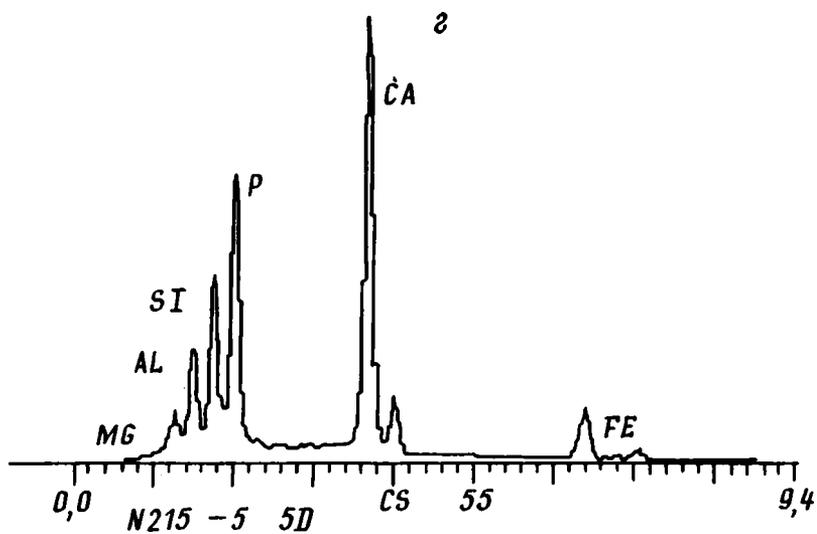
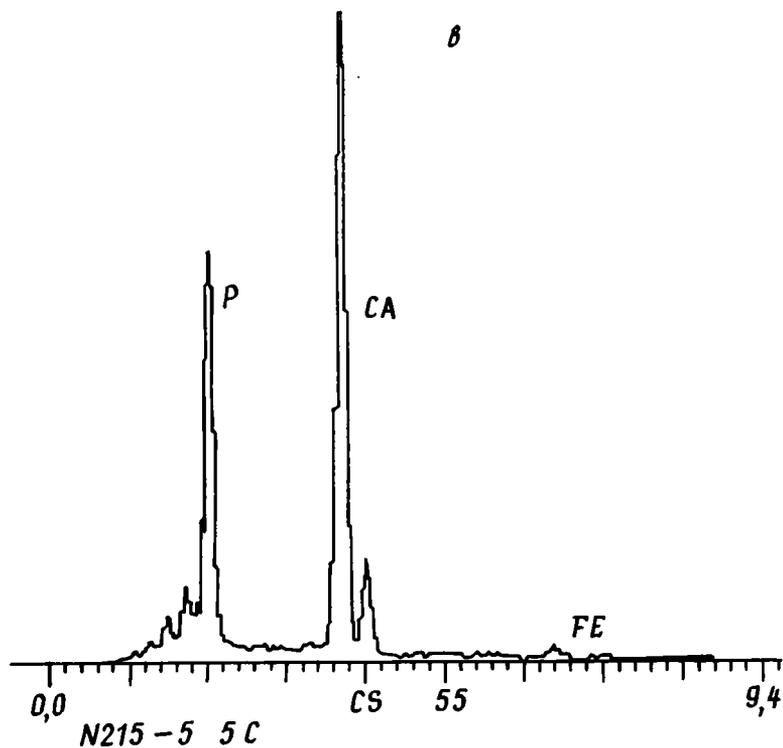


Фиг. 5. Ракушняковый фосфорит (Дзабханская зона, р. Саланы-Гол)
a-b – протравленный в 3%-ной HCl моллюск *Nomgoliella rotunda* Н. Зегалло (1 – увел. 700; 2 – увел. 5000). В результате декальцитизации остается структура фосфатизированной органической матрицы; *c-e* – фосфориты Прихубсугуля. Остатки разных типов водорослей, протравленные в 7%-ной HCl (*c, e* – увел. 200, *d* – увел. 700, *e* – увел. 1000)

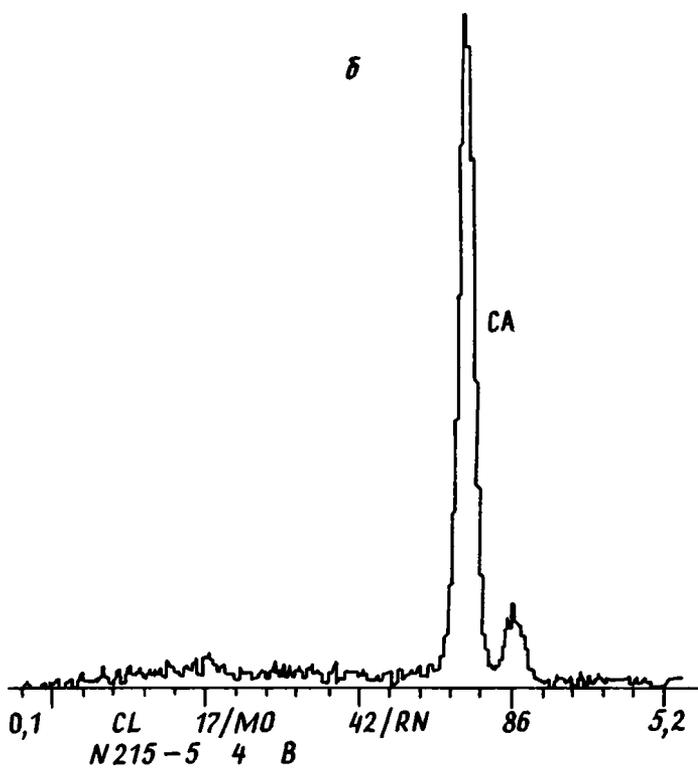
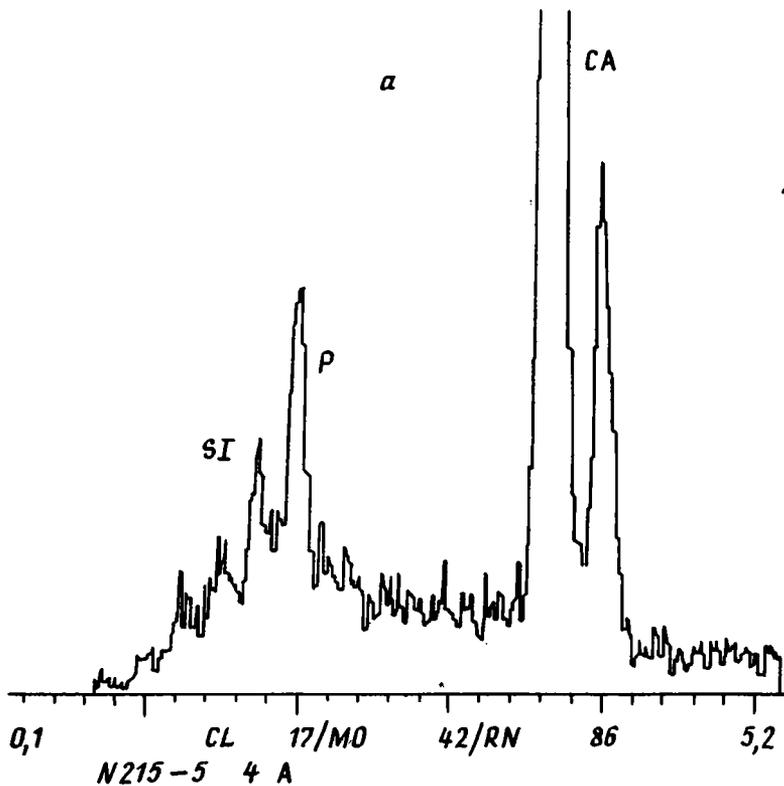
стве случаев представлены массивными черными афанитовыми или зернистыми разностями. Фосфориты именно Хубсугульского месторождения всегда считались эталоном древних фосфоритов химического генезиса [8]. Изучение в сканирующем микроскопе по методике, описанной выше, выявило весьма интересную картину. Ряд прослоев фосфоритов состоит действительно из зерен, однако строение их чрезвычайно специфично. Каждое зерно представляет собой желвак, сло-



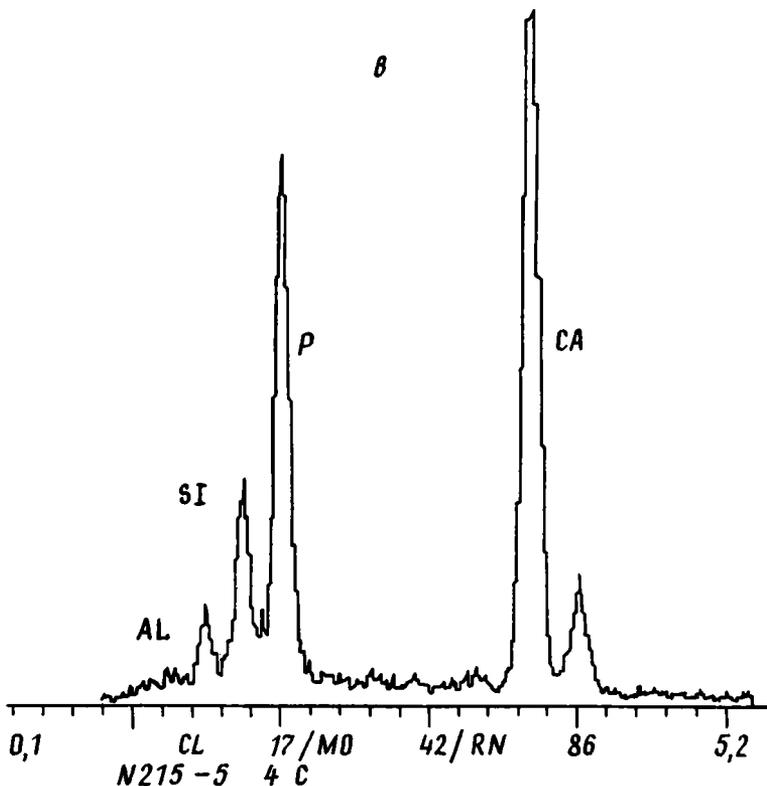
Фиг. 6 а, б



Фиг. 6. Графики распределения химических элементов, полученные на микрозонде в точках *A, B, C, D* (см. Фиг. 1, 2)
a – точка *A* – карбонатный матрикс; *б* – точка *B* – ядро раковины моллюска *Salanyella costulata* Miss; *в* – точка *C* – фосфатизированная часть раковины моллюска *Salanyella costulata* Miss; *г* – точка *D* – карбонатный матрикс, насыщенный *P* и терригенной фракцией



Фиг. 7 а, б

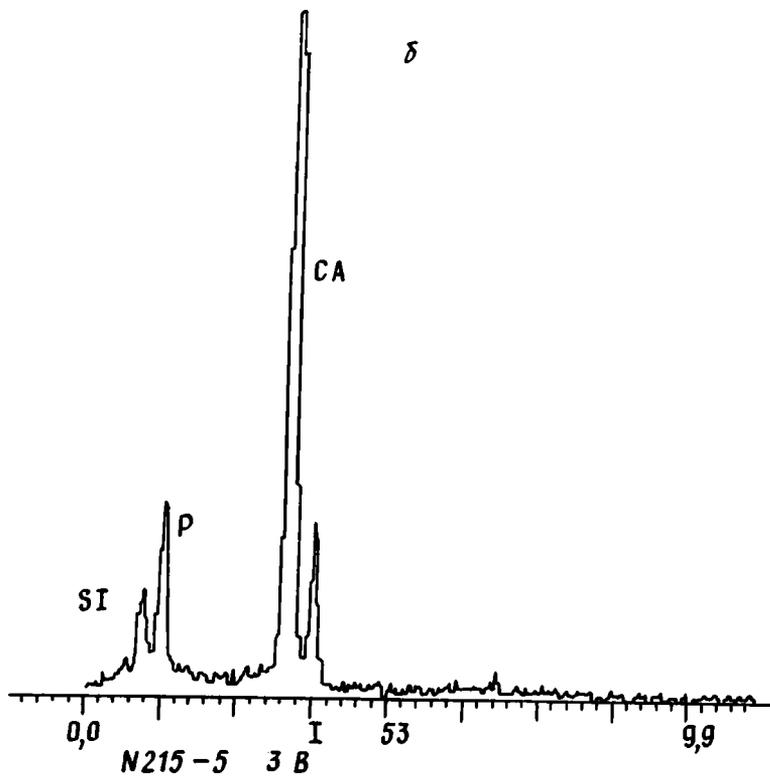
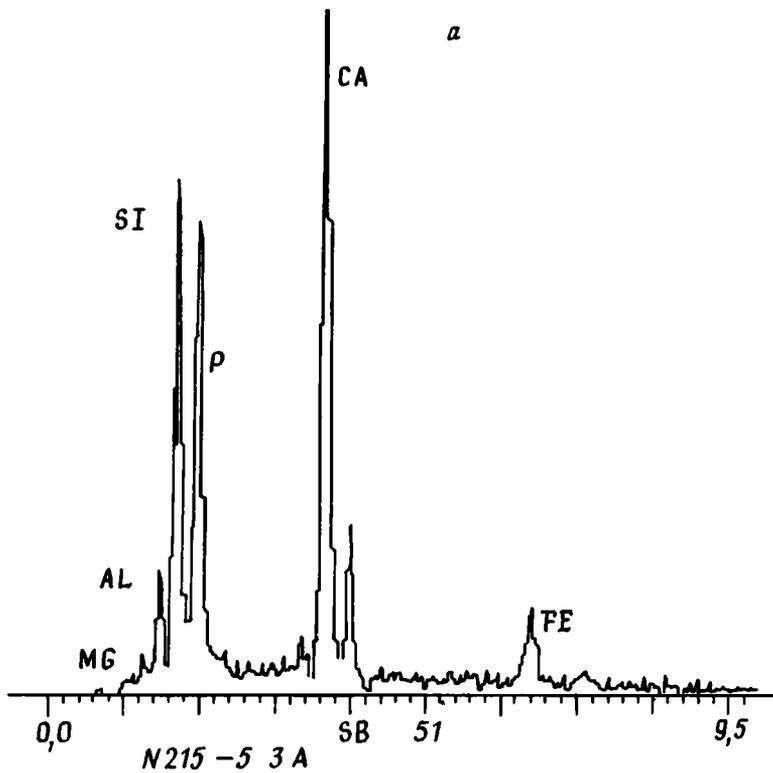


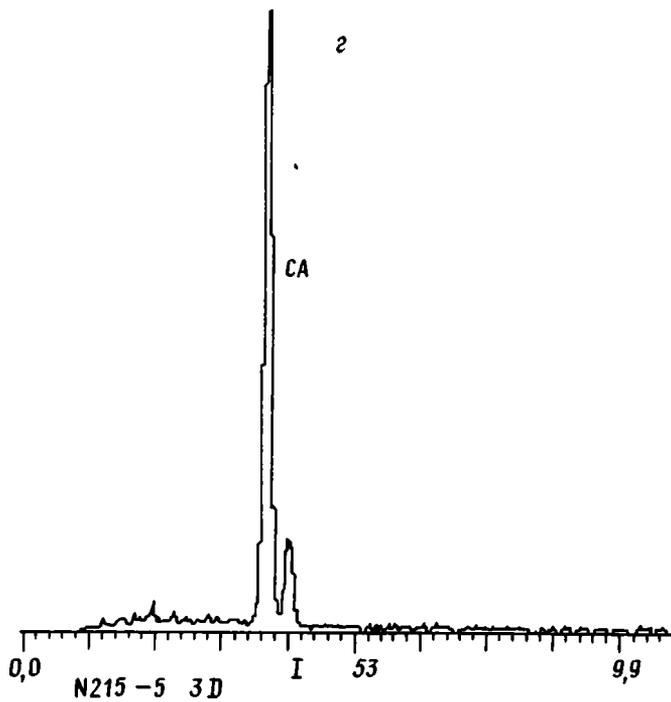
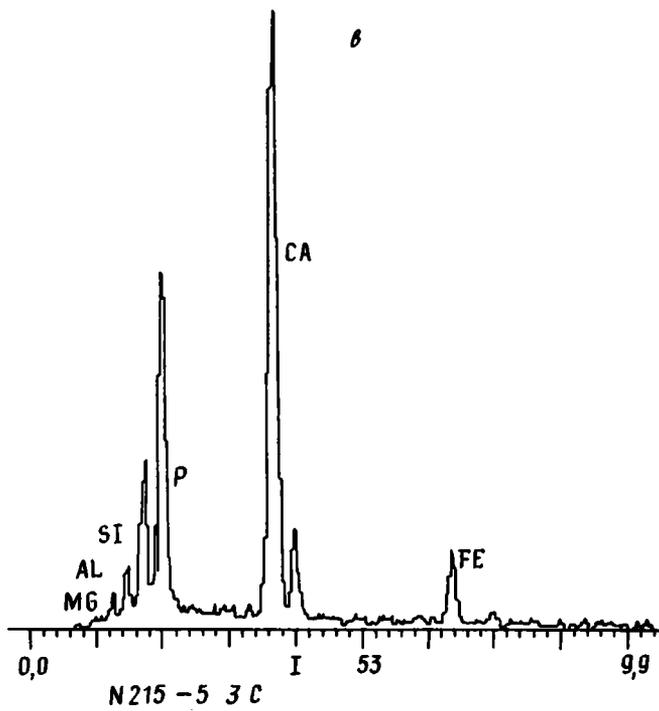
Фиг. 7. Графики распределения химических элементов, полученные на микрозонде в точках *A, B, C* (см. фиг. 1, *д*)
a – точка *A* – раковина *Hyolithellus* sp.; *б* – точка *B* – карбонатный матрикс;
в – точка *C* – ядро раковины *Hyolithellus* sp.

женный водорослями разного типа (фиг. 9, *a-d*) или организмами неясного систематического положения. Морфологически очень четко выраженные трубочки имеют всего 1–5 мк в диаметре. Сам желвак полностью состоит из фосфата. Отдельные прослой удалось растравить и выяснить, что они состоят из фосфоритизированного фитопланктона, среди которого можно достаточно четко определить ряд форм (например, *Tasmanites*, см. фиг. 9, *e-z*). Не менее отчетливая картина была получена и в обычных шлифах. Было установлено присутствие ряда форм фитопланктона и, возможно, хитинозое. Оказалось, что среди фосфоритов Хубсугула пока нет таких, которые не состояли бы из органических остатков. Вопрос лишь в том, в какой степени они метаморфизованы (перекристаллизованы) и в зависимости от этого, насколько трудно обнаружить первоначальную их структуру (фиг. 5, *в-e*).

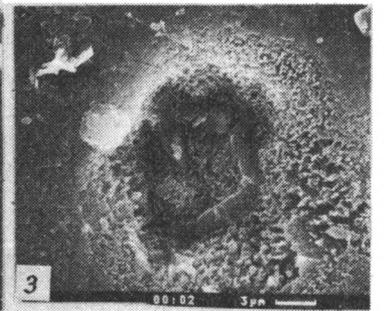
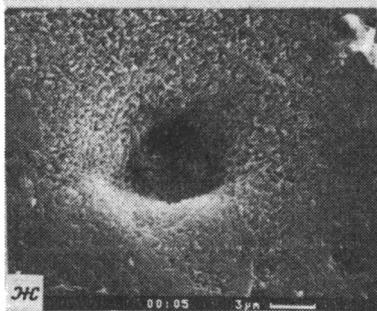
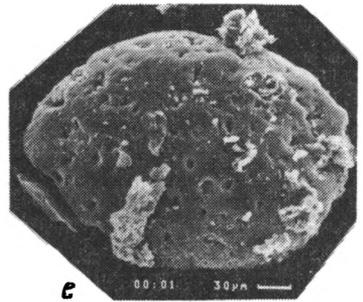
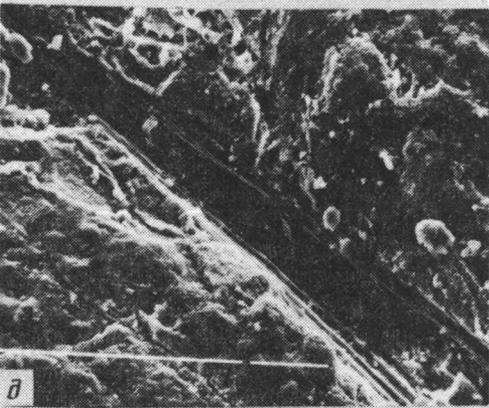
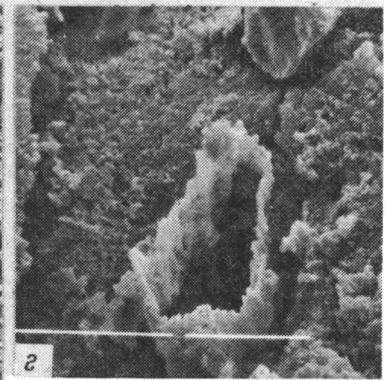
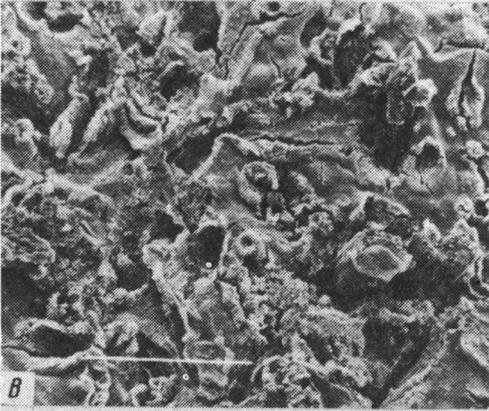
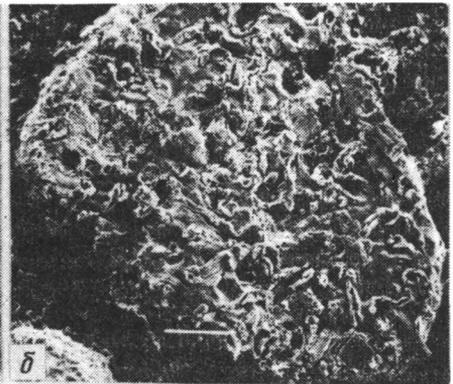
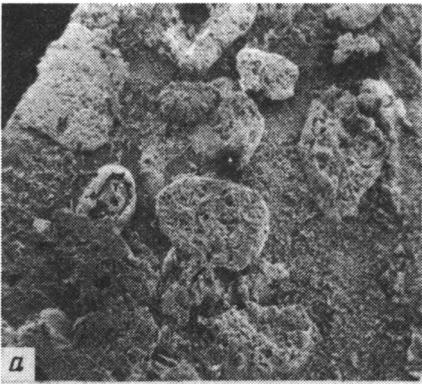
Таким образом, фосфориты Прихубсугуля сформированы при участии бентосных и планктонных организмов в основном водорослевой организации. Достаточно очевидно, что планктон был вторично фосфатизирован, поскольку нам известны эти формы в других регионах [15], которые первично пектиновые.

Более сложно обстоит дело с обнаруженными здесь бентосными организмами. Важно выяснить, являлись эти организмы потребителями фосфатов и строили при жизни трубки из фосфатных минералов или они были катализаторами осаждения фосфора, как любое разлагающееся органическое вещество. Первое предположение может быть подкреплено тем, что все формы хорошо морфологически выражены (не разложены). В этом случае следует признать, что мы столкнулись с пока не известной нам специфической биотой.





Фиг. 8. Графики распределения химических элементов, полученных на микрозонде в точках *A, B, C, D* (см. фиг. 1, *e*)
a – точка *A* – ядро раковины *Hyolithellus* sp.; *б* – точка *B* – раковина *Hyolithellus* sp.; *в* – точка *C* – фосфатная оболочка вокруг раковины *Hyolithellus* sp.; *г* – точка *D* – карбонатный матрикс



Фиг. 9. Фосфориты Прихубсугулья

a-b – водорослевые желваки, слагающие фосфориты (*a* – увел. 50, *b* – увел. 200); *e-d* – детали желвака, изображенного на фиг. *b*; хорошо видны трубчатые водоросли (*e* – увел. 700; *z* – увел. 300; *d* – увел. 2000); *e-u* – фосфатизированный *Tasmanites* (*e* – общий вид, *ж*, *з* – строение пор каналов *Tasmanites*)

Нужно иметь в виду, что некоторые исследователи [1, 3, 5, 11] совершенно справедливо обратили внимание на серьезную роль биологических факторов при образовании древних фосфоритов. Но факты и рассуждения, приводимые ими, несмотря на абсолютную корректность, труднодоступны для специалистов, не имеющих отношения к диагностике фоссилизированных остатков низших организмов. Теперь, когда нам удалось показать неопровержимые, морфологически выраженные организмы, практически полностью слагающие древние фосфориты, мы надеемся, что роли биологического фактора будет уделено больше внимания. В настоящий момент во всяком случае ясно, что если исключить вторично переотложенные фосфориты, то простая хемогенная садка фосфатов – вариант наименее вероятный.

Список литературы

1. Бушинский Г. В. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 226 с.
2. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-Гол, МНР) / Под ред. Розанова А. Ю. М.: Наука, 1982. 150 с. (Тр. ССМПЭ. Вып. 18).
3. Еганов Э. А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1988. 89 с.
4. Журавлева З. А. Возраст и корреляция древних отложений Северо-Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 12. С. 73–76.
5. Закин Ю. Н., Горленко В. М., Лучинина В. А., Миртов Ю. В. Микробный фактор в фосфоритообразовании // Проблемы геологии фосфоритов (тез. докл. и путеводитель VI Всесоюз. совещ.). Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1988. С. 21–22.
6. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритовый бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
7. Ильин А. В. Некоторые черты эволюции фосфогенеза // Проблемы геологии фосфоритов (тез. докл. и путеводитель VI Всесоюз. совещ.). Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1988. С. 22–24.
8. Ильин А. В., Бямба Ж. Путеводитель экскурсии "Фосфориты Хубсугульского бассейна в МНР". 3-я полевая конф. проекта 156. 17–28 июня 1980 г. М.: Геологический ин-т АН СССР, 1980. 20 с.
9. Коробов М. Н. Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии // Биостратиграфия кембрия и карбона Монголии. М.: Наука, 1980. С. 5–108 (Тр. ССМПЭ. Вып. 26).
10. Лувсанданзан Б., Розанов А. Ю. О возрасте древних фосфоритов Азии // Докл. АН СССР. Геология. 1984. Т. 277. № 1. С. 164–167.
11. Миртов Ю. В., Закин Ю. Н., Красильникова Н. А. и др. Ультрамикроструктуры фосфоритов (атлас фотографий). М.: Наука, 1987. 223 с.
12. Миссаржевский В. В., Мембетов А. М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 326. 91 с.
13. Николаева И. В. Эволюция обстановок осадко- и рудообразования по данным изучения глауконита // Обстановки осадконакопления и их эволюций. М.: Наука, 1984. С. 60–67.
14. Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Келлера Б. М., Розанова А. Ю. М.: Наука, 1980. 119 с.
15. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы / Под ред. Келлера Б. М., Розанова А. Ю. М.: Наука, 1979. 212 с.
16. Розанов А. Ю. Некоторые проблемы изучения древнейших скелетных организмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Вып. 3. С. 62–69.
17. Розанов А. Ю. Некоторые аспекты изучения био- и палеобиогеографии раннего кембрия // Тез. 27-го междунар. геол. конгресса. Т. I. М.: Наука, 1984. С. 306–307.
18. Розанов А. Ю. Что произошло 600 миллионов лет назад. М.: Наука, 1986. 96 с.
19. Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А. и др. Томмотский ярус и проблемы нижней границы кембрия // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 206. 380 с.
20. Розанов А. Ю., Жегалло Е. А. Некоторые аспекты изучения древнего фосфоритонакопления // Проблемы геологии фосфоритов (тез. докл. и путеводитель VI Всесоюз. совещ.). Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1988. С. 33–34.
21. Холодов В. Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе. Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 5–33.
22. Яншин А. Л., Юдин Н. И. Глобальные закономерности размещения фосфоритов // Пробле-

мы геологии фосфоритов (тез. докл. и путеводитель VI Всесоюз. совещ.), Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1988. С. 44–47.

23. Ярусное расчленение нижнего кембрия / Под ред. Розанова А.Ю., Соколова Б.С. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 183 с.
24. Luo Huilin, Jiang Zhiwen, Wu Xiche *e.a.* The Sinian-Cambrian Boundary in Eastern Yunnan, China. The People's Publishing House. Yunnan, China, 1982. 265 p.
25. Luo Huilin, Yiang Zhiwen, Wu Xiche *e.a.* Sinian-Cambrian Boundary Stratotype Section at Meishucun, Yinning, Yunnan, China. The People's Publishing House. Yunnan, China, 1984. 154 p.
26. Kirschvink J.L., Barr T.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. The destruction of Paleopangea (?) in the Early Cambrian: Тез. 27-го междунар. геол. конгресса. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 113–114.
27. Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Paleomagnetism of fossiliferous Lower Cambrian Sediments: new results from the Tommotian stage of the Siberian Platform. Internat. Union. of Geology and Geophysics XVII General Assembly. Abstracts, Canberrs, 1979. 508 p.
28. Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Magnetostratigraphy of Lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geol. Mag. 1984. V. 121. № 3. P. 189–203.

Палеонтологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21. X. 1988

УДК 552.52:551.72(571.1+470.5)

Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.

МИНЕРАЛОГИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ РИФЕЯ И ВЕНДА СИБИРИ И УРАЛА

В работе приведены детальные минералогические характеристики глобулярных слоистых силикатов верхнего протерозоя Восточной Сибири и Южного Урала и дан анализ степени вторичных преобразований вмещающих пород. На основе широкого комплекса физических и химических методов исследования показана структурная и кристаллохимическая неоднородность изученных силикатов, образующих серию твердых растворов от иллита к Al-глаукониту и структурные ряды от низкозарядных слюд до смешанослойных образований.

Глобулярным слоистым силикатам глауконитового состава, приуроченным к фанерозойским отложениям, посвящен обширный материал, касающийся минералогических, геохимических, геохронологических и других аспектов их изучения. Значительно меньшее внимание в литературе уделяется глобулям диоктаэдрических слюдистых минералов, происходящих из отложений верхнего протерозоя. Авторы настоящей статьи изучили представительную коллекцию глобулярных слоистых силикатов из различных горизонтов верхнего протерозоя Восточной Сибири и Южного Урала (от нижнего рифея до венда включительно), используя широкий комплекс современных физических и химических методов исследования. Применительно к верхнепротерозойским объектам такое изучение проведено впервые. Краткое описание полученных результатов и принятая классификация изученных минералов были опубликованы ранее [5, 10, 11]. В данной статье приводится их более подробная минералогическая характеристика, частично основанная на новых материалах.

На Южном Урале глобулярные силикаты отбирали из верхнерифейских отложений их стратотипического разреза — зильмердакской, инзерской и миньярской свит (каратауская серия) Башкирского мегантиклинория; в Восточной Сибири — из рифейских и вендских отложений Учуро-Майского гипостратотипа рифея: учурской серии нижнего рифея (энинская свита), айманской и керпильской серии среднего рифея (талынская и тоттинская свиты), уйской серии верхнего рифея (кандыкская свита) и юдомской серии венда (усть-юдомская свита)¹. Стратиграфическая привязка изученных образцов указана в табл. 1, а более детально рассмотрена в работах [5, 10]. Поэтому ниже при ссылках на конкретный образец указывается лишь его номер.

Зерна слоистых силикатов, выделенные по методике, описанной в работе [10], изучали с помощью дифракции рентгеновских лучей и электронов, ИК-спектроскопии, ядерного γ -резонанса (ЯГР), оптической и электронной микроскопии. Помимо этого были проведены полные и неполные химические анализы изученных силикатов. Мессбауэровская спектроскопия выполнялась в ИГГД АН СССР, остальные анализы — в ГИН АН СССР. В зависимости от концентрации зерен в породе и трудностей их сепарирования образцы анализировали с разной степенью детальности.

¹ В Учуро-Майском регионе помимо образцов из естественных выходов изучался керновый материал из Мокуйской параметрической скважины с глубин 2013–2035 м [6].

Параметры элементарных ячеек и рент

| Вмещающая порода | Номер образца | Возраст | Размер зерна, мм | Плотность зерна, мм | Параметры, А | | |
|------------------|---------------|---------|------------------|---------------------|--------------|---|---|
| | | | | | a | b | c |

Венд и верхний рифей Южного Урала и Учуро-Майского региона

| | | | | | | | |
|-----------|-------|--------------------|-----------|-----------|------|------|-------|
| Доломит | 709 | Vjd | 0,16-0,1 | 2,5-2,75 | 5,21 | 9,02 | 10,17 |
| Песчаник | 67/2Г | R ₂ kn | 0,4-0,2 | 2,55-2,61 | 5,20 | 9,01 | 10,26 |
| Алевролит | 563 | R ₂ mn | 0,1-0,063 | - | 5,21 | 9,01 | 10,3 |
| " | 562 | R ₂ mn | 0,1-0,063 | - | 5,21 | 9,02 | 10,25 |
| " | 561 | R ₂ mn | 0,1-0,063 | - | 5,21 | 9,01 | 10,25 |
| " | 560 | R ₂ mn | 0,1-0,063 | - | 5,21 | 9,01 | 10,25 |
| " | 558И | R ₂ ins | 0,1-0,063 | - | 5,21 | 9,01 | 10,3 |
| " | 8а | R ₂ ins | 0,1-0,063 | 2,7-2,75 | 5,22 | 9,04 | 10,26 |
| Аргиллит | 60 | R ₂ ins | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 5,23 | 9,02 | 10,12 |
| Алевролит | 60/3 | R ₂ ins | 0,315-0,2 | 2,65-2,7 | 5,22 | 9,03 | 10,13 |
| " | 24 | R ₂ zl | 0,1-0,063 | 2,6-2,7 | 5,22 | 9,04 | 10,23 |

Средний рифей Учуро-Майского региона

| | | | | | | | |
|-----------|-------|-------------------|------------|-----------|------|------|-------|
| " | 49/1 | R ₂ tt | 0,16-0,1 | 2,5-2,65 | 5,21 | 9,02 | 10,15 |
| " | 40/10 | R ₂ tt | 0,2-0,16 | 2,45-2,5 | 5,21 | 9,02 | 10,15 |
| Песчаник | 43/4 | R ₂ tt | 0,63-0,315 | 2,6-2,65 | 5,24 | 9,06 | 10,17 |
| " | 40/5 | R ₂ tt | 0,315-0,2 | 2,55-2,6 | 5,22 | 9,05 | 10,14 |
| " | 314Д | R ₂ tt | 0,315-0,2 | 2,55-2,65 | 5,22 | 9,03 | 10,13 |
| Алевролит | 40/7 | R ₂ tt | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 5,23 | 9,06 | 10,3 |
| Песчаник | 44/3 | R ₂ tt | 0,315-0,2 | 2,55-2,7 | 5,22 | 9,04 | 10,14 |
| " | 128 | R ₂ tt | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 5,23 | 9,05 | 10,21 |
| " | 223И | R ₂ tt | 0,16-0,1 | 2,65-2,75 | 5,22 | 9,05 | 10,17 |
| " | 18Б | R ₂ | 0,2-0,1 | 2,65-2,85 | 5,24 | 9,08 | 10,1 |
| " | 18 | R ₂ | 0,2-0,1 | 2,65-2,85 | 5,23 | 9,06 | 10,0 |
| " | 19 | R ₂ tt | 0,4-0,2 | 2,65-2,75 | 5,23 | 9,06 | 10,0 |
| " | 23 | R ₂ tt | 0,4-0,2 | 2,7-2,8 | 5,23 | 9,05 | 10,06 |
| " | 28 | R ₂ tt | 0,4-0,2 | 2,65-2,75 | 5,23 | 9,05 | 10,08 |
| " | 13/1 | R ₂ tl | 0,4-0,2 | - | 5,22 | 9,04 | 10,05 |
| " | 13/1 | R ₂ tl | 0,4-0,2 | - | 5,22 | 9,04 | 19,82 |
| " | 221В | R ₂ | 0,1-0,063 | 2,75-2,85 | 5,22 | 9,05 | 10,18 |

Нижний рифей Учуро-Майского региона

| | | | | | | | |
|---|------|----------------------|-----------|-----------|------|------|-------|
| " | 85/5 | R ₁ en | 0,4-0,315 | 2,75-2,8 | 5,23 | 9,06 | 10,17 |
| " | 84/2 | R ₁ omaxt | 0,4-0,2 | 2,65-2,75 | 5,20 | 9,01 | 10,18 |
| " | 38 | R ₁ | 0,2-0,1 | 2,65-2,85 | 5,22 | 9,05 | 10,0 |

Примечание. Возраст образцов: венд (V) – юдомская серия (jd); верхний рифей (R₂) – миньярская (mn), инзерская (ins) и зильмердакская (zl) свиты; средний рифей (R₂) нерасчлененный, тоттинская (tt) и тальнская (tl) свиты; нижний рифей (R₁) нерасчлененный.

Параллельно с изучением глобулярных силикатов проводили структурно-минералогический анализ вмещающих и окружающих их пород в разрезах. Этот анализ кроме изучения шлифов включал дифракционные исследования пластинчатых слюдястых минералов и глинистой фракции (<1 мкм), которую исследовали по возможности в разных частях разреза.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В верхнепротерозойских разрезах Южного Урала и Восточной Сибири глобули отбирали преимущественно из терригенных и тонкопереслаивающихся терригенно-глинистых пород. Лишь один образец происходит из слабосцементированных аргиллитов (инзерская свита) и один – из доломитов (усть-юдомская свита).

геологические данные изученных образцов

| β , град | | $\frac{c \cos \beta}{a}$ | $d(001)$, Å | | Разбухающие слои, % | Примеси в зернах |
|---|-----------------|--------------------------|--------------|------------|---------------------|------------------------|
| | | | природный | насыщенный | | |
| <i>Венд и верхний рифей Южного Урала и Учуро-Майского региона</i> | | | | | | |
| 101,2 | 1M | 0,379 | 9,94 | | 9,87 | 10-15 д(с) |
| 101,6 | 1M | 0,393 | 10,5 | 11; | 9,61 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,383 | 10,25 | | 9,72 | 25-30 х(н) |
| 101,1 | 1M | 0,379 | 10,16 | | 9,8 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,379 | 10,23 | | 9,8 | 15-20 х(н) |
| 101,3 | 1M | 0,379 | 10,23 | | 9,8 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,383 | 10,04 | | 9,82 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,381 | 10,28 | | 9,72 | 25-30 |
| 101,2 | 1M | 0,375 | 10,24 | | 9,88 | 10-15 |
| 101,2 | 1M | 0,377 | 10,13 | | 9,97 | < 5 |
| 101,2 | 1M | 0,379 | 10,28 | | 9,61 | > 30 х(н) |
| <i>Средний рифей Учуро-Майского региона</i> | | | | | | |
| 101,1 | 1M | 0,376 | 10,28 | | 9,82 | 15-20 х(н) |
| 101,2 | 1M | 0,378 | 10,79 | 11,94; | 9,82 | 15-20 |
| 101 | 1Md-1M | 0,37 | 10,28 | | 9,82 | 15-20 |
| ~101 | 1Md-1M | 0,37 | 10,28 | | 9,82 | 15-20 |
| ~101 | 1Md-1M | 0,37 | 10,28 | | 9,82 | 15-20 |
| ~101 | 1Md-1M | 0,37 | 10,53 | 11,05; | 9,61 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,377 | 10,52 | 11; | 9,61 | 15-20 х(с) |
| 101,2 | 1M | 0,378 | 10,4 | | 9,8 | 15-20 |
| 101,2 | 1M | 0,377 | 10,16 | | 9,75 | 20-25 х(н) |
| ~100 | 1Md | - | 10,0 | | 9,98 | < 5 х(в): b = 9,28 Å |
| ~100 | 1Md | - | 10,04 | | 9,93 | 5-10 х(в): b = 9,26 Å |
| 101,3 | 1M | 0,373 | 10,14 | 10,00 | < 5 | х(с) |
| 100,7 | 1M | 0,356 | 10,04 | | 9,96 | < 5 х(с) |
| 100,4 | 1M | 0,347 | 10,04 | | 9,95 | < 5 х(с), п(с), д(с) |
| 101,3 | 1M | 0,378 | 9,82 | | 9,82 | < 5 м(в), х(в): |
| 95,7 | 2M ₁ | 0,378 | 9,82 | | 9,82 | < 5 b = 9,24 Å |
| 101,1 | 1M | 0,375 | 9,94 | | 9,83 | 15-20 х(в): b = 9,29 Å |
| <i>Нижний рифей Учуро-Майского региона</i> | | | | | | |
| 101,0 | 1M | 0,371 | 10,05 | | 9,83 | 15-20 г(с) |
| 101,2 | 1M | 0,380 | 10,04 | | 9,94 | < 5 |
| ~101 | 1Md | - | 9,93 | | 9,95 | < 5 х(в): b = 9,24 Å |

еннинская (*en*), омахтинская (*omaxt*) свиты. Примеси в зернах (по микроскопическим, рентгеновским и химическим данным): д - доломит, х - хлорит, п - пирит, м - маггемит, г - гётит; их содержание: н - низкие, с - средние, в - высокие.

Среди упомянутых терригенных пород преобладают песчаники и алевролиты кварцевого состава, нередко с незначительной примесью полевых шпатов. В породах широко развиты конформно-регенерационные структуры; встречается микростилолитизация; для прослоев, содержащих аутигенные глобулярные и (или) пластинчатые слюдястые минералы, характерны фестончато-микростилолитовые образования. В цементе наряду с новообразованными кварцем и полевыми шпатами значительную роль играют слюдястые минералы и хлорит. Последний в некоторых образцах в разной степени замещает глобулы изученных слоистых силикатов. В отдельных сибирских разрезах широко развиты базальный пойкилитовый кальцит (обр. 314Д, 40/5, 40/7), пленочные гидроокислы Fe (обр. 85/5), поровый пирит (обр. 28). В связи с этим в перечисленных образцах встречаются глобулы, по поверхности, а иногда и внутри которых развиваются кальцит, гидроокислы Fe, пирит.

Аутигенные слюдитые минералы наряду с глобулями образуют пластинки размером до 0,4 мм от бесцветных до темно-бурых тонов. Бесцветные разновидности представлены диоктаэдрическими слюдитыми минералами Al-состава, параметр элементарной ячейки b которых колеблется от 9,00 до 9,05 Å. При этом степень трехмерной упорядоченности этих слюдитых минералов как на разных стратиграфических уровнях одного разреза, так и в едином прослое (мощностью 2–5 см) может быть различна (политипы 1Md; 1Md–1M; 1M; 2M₁). В составе буроватых листочков кроме диоктаэдрических слюд в значительных количествах присутствует плохо окристаллизованный триоктаэдрический Mg, Fe-хлорит (параметр b равен 9,21–9,25 Å), который в бесцветных пластинках иногда диагностируется в виде следов. Для хлорита в разрезе Мокуйской скважины (обр. 23Г) определен политип Пв.

В глинистых фракциях (< 1 мкм), выделенных из терригенных и глинистых пород, в качестве основной фазы также отмечаются диоктаэдрические слюдитые минералы Al-состава ($b = 9,00–9,06$ Å) политипных модификаций 1Md, 1Md–1M и 1M. Эти минералы почти всегда ассоциируют с плохо окристаллизованным триоктаэдрическим хлоритом ($b = 9,20–9,24$ Å), а иногда с каолинитом (обр. 40/10). В качестве примесей в изученных фракциях могут присутствовать кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит.

Отмеченные особенности терригенных и глинистых пород в целом характерны для зоны глубинного катагенеза (эпигенеза) платформенных отложений [7–9]. На глубинный катагенез изученных пород указывают: мозаичные, микростилолитовые и фестончато-микростилолитовые структуры; широкое развитие новообразованных кварца и полевых шпатов; присутствие характерной ассоциации глинистых минералов — диоктаэдрической слюды переменного состава и триоктаэдрического плохо окристаллизованного Mg, Fe-хлорита. Однако слюдитые минералы помимо политипа 1M могут быть представлены и другими политипами — 1Md, 1Md–1M и 2M₁, первые два из которых характеризуют менее интенсивные (зона начального катагенеза), а последний — более интенсивные (зона метакатагенеза) вторичные преобразования вмещающих пород. Различные модификации слюд, как уже говорилось, могут встречаться не только в разных типах пород и на разных стратиграфических уровнях одного разреза (например, разрезы Мокуйской скважины Сибири, у пос. Кусы на Урале и др.), но и в отдельно взятом образце (см. обр. 23 в работе [6]). Иначе говоря, постседиментационные изменения терригенных и глинистых пород в едином разрезе и даже разных и однотипных минералов в одном образце могут быть различны. Поэтому выделение определенных стадий преобразования пород носит несколько условный характер и отражает лишь общую тенденцию.

На глубинно-катагенетические изменения нередко накладываются достаточно интенсивные вторичные преобразования, свойственные уже регрессивному катагенезу. Так, в разрезе тотгинской свиты Сибири (р. Большой Аим) они привели к кальцитизации отдельных песчаных прослоев, затронувшей в разной степени и глобулярные силикаты (вплоть до образования полных псевдоморфоз).

Что касается карбонатных отложений, изученных в усть-юдомской свите венда (р. Юдома, разрез Нууччалаах), то они представлены в разной степени перекристаллизованными, участками микростилолитизированными доломитами. Ромбоэдри последних замещают и глобули слоистых силикатов. Прослои кварцевых песчаников, присутствующие среди доломитов, судя по минеральным и структурным особенностям, в целом также преобразованы на уровне глубинного катагенеза. Это позволяет предполагать близкую степень вторичных изменений и для доломитов.

В изученных разрезах рифея и венда глобулярные слоистые силикаты, согласно предложенной нами классификации [11], представлены диоктаэдрическими слоистыми минералами двух структурно-изоморфных рядов: Al-глауконит → Al-глауконит-сметит и иллит → иллит-сметит. Эти минералы образуют как четкие глобулы (зерна овальной, округлой, бобовидной и почковидной форм), так и выделения неправильной формы; размер тех и других колеблется в среднем от 0,6 до 0,1 мм. Неправильная форма в изученных разрезах — результат деформации глобуль с образованием своеобразных фестонов и цементной массы, а также возникает при частичном замещении глобуль слоистых силикатов другими минералами (кальцитом, доломитом, хлоритом, пиритом и др.). Минералу в фестончатых образованиях и цементной массе по сравнению с окружающими недеформированными глобулями часто свойственны слабый плеохроизм, продольная трещиноватость, волнистое или прямое погасание, повышенные интерференционные окраски. При интенсивном проявлении деформация может сопровождаться также выносом Fe, Mg и K и увеличением доли Al [6].

По текстурным особенностям среди изученных зерен выделяются гомогенные и гетерогенные разности с тонкоагрегатной и (или) ориентированной структурами. Последние чаще свойственны деформированным глобулям, но иногда отмечаются и для недеформированных. Гомогенные зерна равномерно окрашены и практически не содержат примесей; гетерогенные — содержат включения других минералов и (или) окрашенные в разные оттенки зеленых тонов зоны, пятна, жилки, отличающиеся от основной массы по структурным особенностям и характеру погасания. Несмотря на то что для исследований отбирались по возможности наиболее гомогенные зерна, почти в каждом образце макро- и (или) микроскопически фиксируется то или иное количество гетерогенных разностей, а в обр. 709, 28, 13/1 и 85/5 такие разности преобладают. В качестве примесей в глобулях отмечаются окислы Fe (обр. 13/1), пирит (обр. 28), доломит (обр. 709, 28), кальцит (обр. 314Д, 40/5, 40/7), хлорит (обр. 44/3, 18Б, 18, 28, 13/1, 38), гидроокислы Fe (обр. 709, 49/1, 40/10, 85/5). В образцах 314Д, 40/5, 43/4, 40/7 часто встречаются глобулы с трещинами, заполненными более светло-зеленым минералом по сравнению с основной массой, а в обр. 85/5 преобладают зерна, в которых кроме включений гидроокислов Fe отмечаются окрашенные в различные зеленые тона зоны и жилки. Для таких участков характерна ориентированная структура, повышенное двупреломление, прямое или волнистое погасание.

Цвет зерен в целом зеленый, но интенсивность и оттенки его несколько изменяются от образца к образцу, от одной плотностной фракции к другой, и даже от зерна к зерну в одном образце. Это связано, как известно, с вариациями химического состава минералов, их физических свойств, присутствием тонкодисперсных примесей и другими особенностями. Наиболее светлые окраски присущи зернам (обр. 67/2Г, 40/10, 128), в которых наряду с высоким (20, 13–25,65%) содержанием Al_2O_3 отмечаются достаточно низкие (0,63–0,66%) содержания FeO. При этом количество Fe_2O_3 изменяется от 5,38 до 9,96% (табл. 2). Для остальных образцов изученной выборки отмечаются более темно-зеленые (иногда до черных) цвета; содержание FeO в них возрастает, а концентрации Fe_2O_3 и Al_2O_3 могут быть как более низкими, так и более высокими по сравнению со светлыми разностями (см. табл. 2). Необходимо отметить также, что от более легких фракций зерен к более тяжелым во всех образцах интенсивность цвета несколько возрастает. Развитие гидроокислов Fe внутри и (или) по поверхности зерен обуславливает их желтоватые оттенки (обр. 49/1, 40/10, 128), а присутствие повышенных концентраций хлорита приводит к серовато-зеленым тонам и низкому двупреломлению (обр. 18Б, 18, 38, 221В). В последнем случае в пределах одного зерна наблюдаются сильные колебания концентраций SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , а особенно MgO и суммарного Fe [6].

| Номер образца | Размер, мм | Плотность, мм | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | Сумма |
|---------------|------------|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|
| 709 | 0,16-0,1 | 2,5-2,75 | 49,48 | 0,23 | 15,60 | 8,80 | 1,89 | - | 6,02 | 0,13 | 8,13 | 8,46 | 1,14 | 99,88 |
| 67/2Г | 0,4-0,2 | 2,55-2,61 | 51,74 | Нет | 22,61 | 5,54 | 0,64 | 0,14 | 2,39 | 0,14 | 6,72 | 7,06 | 2,83 | 99,81 |
| 67/2Г | 0,4-0,2 | 2,61-2,63 | 51,79 | 0,06 | 23,25 | | 5,66 | 0,27 | 2,25 | 0,09 | 6,78 | - | - | 90,20 |
| 563 | 0,1-0,063 | - | 48,66 | 0,12 | 21,38 | 10,08 | 1,31 | 0,30 | 2,41 | 0,06 | 7,79 | 5,53 | 2,86 | 100,50 |
| 562 | 0,1-0,063 | 2,45-2,7 | 52,15 | 0,14 | 21,34 | 7,19 | 1,81 | 0,31 | 2,25 | 0,06 | 7,51 | 5,44 | 1,97 | 100,17 |
| 561 | 0,1-0,063 | - | 50,16 | 0,09 | 21,50 | 8,93 | 1,32 | 0,03 | 2,52 | 0,06 | 7,91 | 5,26 | 2,39 | 100,17 |
| 560 | 0,1-0,063 | - | 48,80 | 0,09 | 20,72 | 9,10 | 2,21 | 0,43 | 2,37 | 0,06 | 8,08 | 5,84 | 2,25 | 99,95 |
| 558И | 0,1-0,063 | 2,5-2,75 | 50,40 | 0,10 | 20,35 | 9,63 | 2,86 | - | 2,50 | 0,06 | 8,49 | 3,61 | 1,68 | 99,68 |
| 555 | 0,1-0,063 | - | 48,57 | 0,20 | 23,29 | 7,47 | 2,41 | - | 2,44 | 0,10 | 8,76 | 5,69 | 1,19 | 100,12 |
| 8а | 0,1-0,063 | 2,7-2,75 | 50,80 | 0,18 | 20,68 | 7,91 | 1,42 | - | 3,81 | 0,09 | 8,58 | 4,72 | 2,28 | 100,47 |
| 60 | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 52,37 | 0,13 | 20,71 | 4,02 | 1,45 | - | 4,40 | 0,05 | 8,76 | 5,93 | 1,86 | 99,68 |
| 60/3 | 0,16-0,1 | 2,65-2,7 | 53,81 | 0,19 | 21,35 | 3,24 | 1,96 | 0,25 | 3,97 | 0,07 | 8,62 | 4,90 | 1,51 | 99,87 |
| 24 | 0,1-0,063 | 2,6-2,7 | 50,29 | 0,19 | 21,86 | 5,92 | 2,35 | 0,44 | 2,51 | 0,24 | 7,02 | 6,08 | 2,06 | 99,58 |
| 49/1 | 0,16-0,1 | 2,8-2,85 | 46,20 | 0,09 | 16,85 | | 13,56 | - | 2,61 | 0,05 | 6,26 | - | - | 85,62 |
| 40/10 | 0,2-0,16 | 2,4-2,55 | 51,44 | 0,28 | 25,65 | 5,38 | 0,66 | 0,34 | 2,11 | 0,10 | 5,28 | - | - | 91,24 |
| 43/4 | 0,63-0,315 | 2,6-2,65 | 49,24 | 0,23 | 14,52 | 14,15 | 1,26 | 0,23 | 3,49 | 0,09 | 6,67 | 6,98 | 2,80 | 99,66 |
| 43/4 | 0,63-0,315 | 2,6-2,65 | 49,93 | 0,13 | 14,09 | | 15,69 | 0,34 | 2,72 | 0,05 | 6,05 | - | - | 89,06 |
| 43/4 | 0,315-0,2 | 2,6-2,65 | 50,82 | 0,15 | 15,22 | | 15,24 | 0,13 | 2,94 | 0,01 | 7,32 | - | - | 91,94 |
| 40/5 | 0,315-0,2 | 2,55-2,6 | 49,82 | 0,14 | 15,47 | | 13,12 | 0,80 | 2,76 | 0,05 | 6,84 | - | - | 89,00 |
| 314Д | 0,315-0,2 | 2,55-2,65 | 49,60 | 0,15 | 14,76 | 12,20 | 2,08 | 0,16 | 3,38 | 0,11 | 6,34 | 8,42 | 2,78 | 99,98 |
| 314Д | 0,315-0,2 | 2,65-2,7 | 49,33 | 0,14 | 13,00 | | 15,76 | 0,81 | 2,82 | 0,00 | 7,61 | - | - | 89,55 |
| 40/7 | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 50,61 | 0,18 | 13,83 | 13,04 | 2,60 | 0,22 | 2,74 | 0,22 | 6,63 | 6,71 | 2,69 | 99,47 |
| 44/3* | 0,315-0,2 | 2,55-2,7 | 46,42 | 0,04 | 20,42 | | 14,67 | - | 4,04 | 0,07 | 5,36 | - | - | 90,80 |
| 128 | 0,315-0,2 | 2,6-2,7 | 51,44 | 0,18 | 20,13 | 9,96 | 0,63 | 0,38 | 2,63 | 0,15 | 7,57 | 4,38 | 2,52 | 99,97 |
| 223И | 0,16-0,1 | 2,65-2,75 | 50,02 | 0,13 | 22,50 | 7,78 | 2,23 | 0,18 | 2,30 | 0,10 | 8,45 | 4,48 | 1,84 | 100,01 |
| 19 | 0,4-0,2 | 2,65-2,75 | 53,36 | 0,05 | 15,15 | | 7,77 | 0,14 | 7,17 | - | 9,02 | - | - | 92,66 |
| 23 | 0,4-0,2 | 2,7-2,8 | 53,51 | 0,07 | 15,23 | 6,04 | 2,54 | - | 6,43 | 0,04 | 8,64 | 5,45 | 2,66 | 100,66 |
| 28* | 0,4-0,2 | 2,65-2,75 | 51,80 | 0,06 | 15,05 | | 7,27 | 0,45 | 8,17 | - | 7,48 | - | - | 90,48 |
| 221В* | 0,1-0,063 | 2,75-2,85 | 38,51 | 0,19 | 21,07 | 6,02 | 13,36 | - | 8,37 | 0,10 | 4,77 | 7,13 | 0,69 | 100,21 |
| 85/5 | 0,4-0,315 | 2,75-2,8 | 52,09 | 0,01 | 12,51 | 10,80 | 1,64 | 0,37 | 4,48 | 0,16 | 9,19 | 6,31 | 2,12 | 99,68 |

Примечание. Полный силикатный микроанализ проводился аналитиком К.А. Степановой. Примеси в зернах (гидроокислы Fe, свободный кварц, С_{орг}, фосфат Са, кальцит, доломит) из анализа вычитались, за исключением хлорита, высокое содержание которого отмечено в номере образца звездочкой. Неполный силикатный микроанализ (без определения воды, СО₂ и С_{орг}) определялся на спектрометре фирмы "JY-48" аналитиками М.И. Степанец и М.И. Кайковым.

Плотность глобулярных силикатов в изученных образцах лежит в пределах от 2,4 до 2,8 г/см³, редко — выше. Из-за недостатка материала зависимость "состав — плотность зерен" не определялась. Лишь для одного образца (314Д) установлено незначительное увеличение суммарного Fe и K₂O и уменьшение Al₂O₃ (см. табл. 2) в более тяжелой плотностной фракции (2,65–2,7 г/см³) по сравнению с более легкой (2,55–2,65 г/см³). При этом содержание разбухающих слоев в структуре минерала от более тяжелых к более легким зернам увеличивается (см. табл. 1, 2). Высокая плотность ($\rho \geq 2,8$ г/см³) характерна для тех изученных зерен, в составе которых преобладает хлорит, а слюда присутствует в подчиненном количестве (обр. 18Б, 18, 38 [6], 221В), и для тех, которые сложены (обр. 13/1) наряду с хлоритом и слюдами окислами Fe (маггемитом).

Микрокристаллы слюдястых минералов, препараты которых изучались в просвечивающем электронном микроскопе, обладают планкообразной, таблитчатой и изометричной формами. По преобладанию тех или иных форм среди образцов можно выделить два типа: 1) зерна, микрокристаллы которых образуют преимущественно планки длиной 0,5–5,0 мкм и сноповидные агрегаты из планок (обр. 67/2Г, 84/2, 560–563, 558И, 24, 128, 23, 28), которым иногда подчинены таблички, изометричные агрегаты и чешуйки (фиг. 1, а); 2) зерна, в препаратах которых наблюдаются главным образом изометричные агрегаты разного размера (0,7–3,0 мкм), часто с изрезанными краями (см. фиг. 1, б), а также мелкие чешуйки (обр. 314Д, 40/5, 43/4). Планки и таблички здесь редки и если присутствуют, то обладают небольшой длиной (до 0,5 мкм). Между первым и вторым типами намечаются переходные разности (см. фиг. 1, в), нередко с повышенным содержанием планкообразных форм (обр. 8а, 60, 40/10, 49/1, 44/3, 85/5).

Микроструктура внутренней поверхности глобуль слоистых силикатов в сканирующем электронном микроскопе параллельно- и спутанно-чешуйчатая с четкими крупными (до 3 мкм) листочками (обр. 60) или спутанно-чешуйчатая с более мелкими (< 1 мкм) листочками (обр. 43/4, 40/5), края которых могут быть сильно изрезаны (обр. 128).

ДИФРАКЦИОННЫЕ ДАННЫЕ

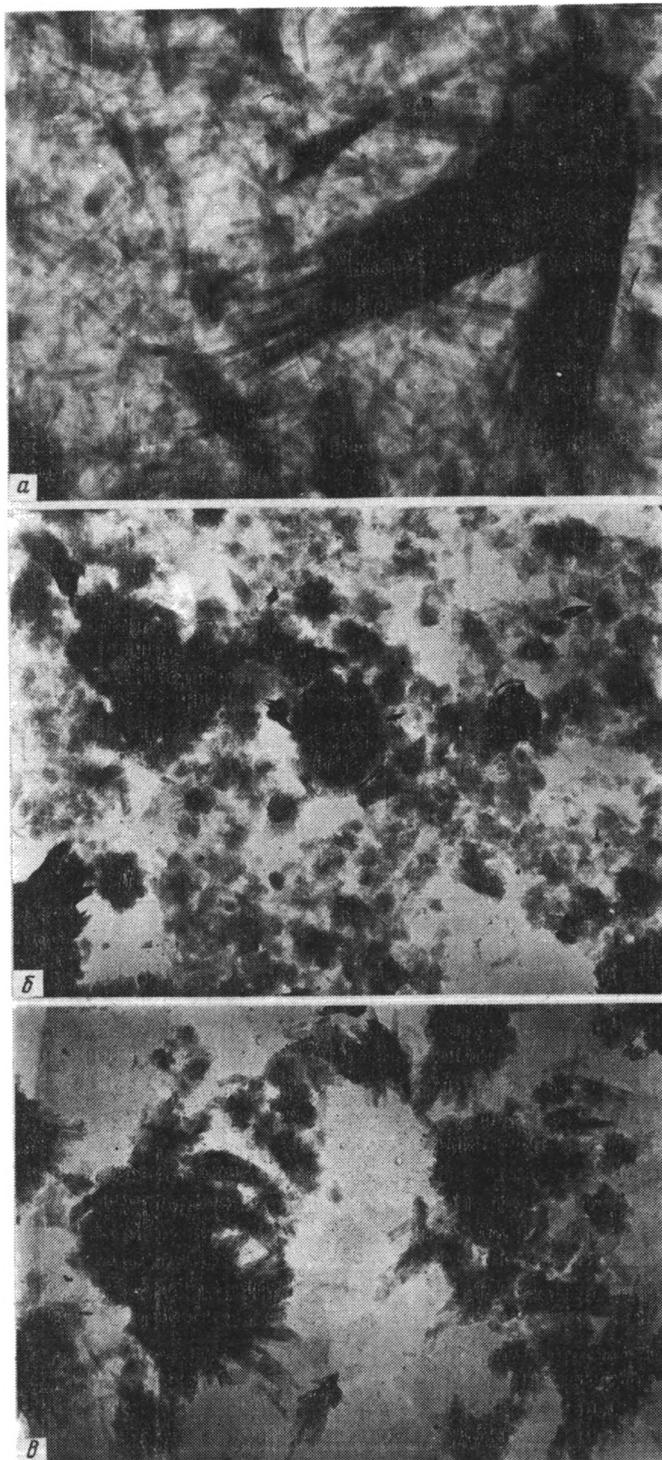
Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов исследованных зерен показал следующее.

Содержание разбухающих слоев в структуре минералов колеблется в широких пределах, что позволяет выделить среди них слюды, гидрослюды и смешанослойные образования (соответственно < 10, 10–20 и > 20% смектитовых слоев) и объединить их в структурные ряды. Чередование слюдястых и смектитовых слоев в структуре минералов, как правило, неупорядоченное ($S = 0$). Однако в Восточной Сибири встречены гидрослюды разного состава с тенденцией к упорядоченному чередованию слоев (обр. 40/10 — $S = 2$; обр. 67/2Г, 49/1, 44/3, 40/7 — $S = 3$), на что указывает [3] поведение образцов в природном состоянии, при насыщении органическими жидкостями и прокаливании при ~ 550 °С (см. табл. 1).

Дифрактограммы ряда образцов кроме отражений слюдястых минералов содержат рефлексы различной интенсивности, характерные для хлорита (см. табл. 1).

Дифракционные картины неориентированных препаратов зерен, имеющие четкие рефлексы 111, 021, характеризуют образцы с достаточно высокой трехмерной упорядоченностью (политип 1M). Размытие рефлексов 111, 021 и (или) их небольшая интенсивность на порошкограммах указывает на значительное содержание дефектов упаковки в структуре изученных образцов.

Электроннографическое изучение образцов подтвердило рентгеновские данные и позволило выявить следующие особенности электронограмм косых текстур (ЭКТ).



Фиг. 1. Микрокристаллы Al-глауконовых и иллитовых минералов в просвечивающем электронном микроскопе (увел. 13500)
а – преимущественно планкообразной формы (1-й тип зерен, обр. 67/2Г);
б – преимущественно изометричной формы (2-й тип зерен, обр. 40/5); *в* – промежуточные разности (обр. 49/1)

Распределение интенсивностей и геометрическое положение рефлексов на ЭКТ характеризует исследованные образцы как диоктаэдрические слюдястые минералы политипных модификаций 1M, 1Md-1M и 1Md. При этом, как видно из данных, приведенных в табл. 1, степень структурного разупорядочения не зависит от характера смешанослойности минералов. Интенсивности рефлексов 022 и $\bar{1}13$ на первом эллипсе значительно слабее интенсивностей рефлексов $\bar{1}12$ и 112, что указывает на такое катионное распределение, при котором октаэдрические катионы занимают только циспозиции, тогда как транспозиции остаются вакантными [1].

Параметр элементарной ячейки b исследованных слюдястых минералов, по электронографическим и рентгеновским данным, лежит в пределах 9,06–9,01 Å (табл. 1). Исключением является лишь единственный образец (18Б), встреченный в отложениях тоттинской свиты (Мокуйская скважина). Он обладает параметром b , равным 9,08 Å, который свидетельствует о железистом (глауконитовом) составе² этого минерала. В то же время для остальных диоктаэдрических слюд, судя по параметру b , характерно повышенное по сравнению с глауконитом и переменное содержание Al в октаэдрических позициях. Чем выше степень замещения катионов Fe на более мелкие катионы Al, тем больше искажение полиэдров в 2:1 слоях минерала и тем больше отклонение в сторону увеличения параметра $(-\frac{c \cos \beta}{a})$ (см. табл. 1) от идеальной величины, равной 1/3 [4]. При

этом на 2-м эллипсе ЭКТ наблюдается рефлекс $\bar{2}01$ с $d = 2,45$ Å в обр. 709, 67/2Г, 558И – 563, 60/3, 24, 40/10, 44/3, в то время как для обычного (железистого) глауконита этот рефлекс практически отсутствует. Кроме того, на ЭКТ Al-содержащих диоктаэдрических слюд интенсивность рефлексов, лежащих на оси b^* , на 6-м и 7-м эллипсах становятся почти равными, в то время как для собственно глауконита интенсивность рефлексов на 6-м эллипсе ЭКТ выше, чем на 7-м [4].

Степень структурного упорядочения в исследованных минералах различна. Так, можно отметить образцы с высоким качеством электронограмм, имеющих четкие пространственные рефлексы как на 1-м (021, 111), так и на 2-м (201, 131) эллипсе (обр. 709, 558, 563, 44/3, 19, 23, 85/5, 84/2, 13/1). Это позволяет диагностировать политипную модификацию слюд 1M. Наличие небольшого диффузного фона и (или) незначительного размытия рефлексов 021, 111 также позволяет установить политип 1M (обр. 67/2Г, 8а, 60, 60/3, 24, 49/1, 40/10, 128, 223И, 28). Отсутствие рефлексов на 1-м (021, 111) эллипсе – их слияние в модулированный диффузный фон указывает на большую дефектность структуры, политипную модификацию которой можно охарактеризовать, как 1Md. Подобная дефектность структуры отмечается лишь для слюдястых минералов в мелких (0,2–0,1 мм), сильнохлоритизированных зернах Мокуйской скважины (обр. 18Б, 18 и 38). В более крупных доломитизированных и хлоритизированных глобулях данного разреза (обр. 19 и 23: 0,4–0,2 мм, 2,8–2,9 г/см³) минерал обладает промежуточными особенностями ЭКТ и характеризуется политипной модификацией 1Md-1M [6]. Подобное структурное разупорядочение фиксируется и в образцах 43/4, 40/5, 314Д, 40/7, отобранных из естественных выходов тоттинской свиты Учуро-Майского региона р.Аим. Как отмечалось выше, для зерен данных образцов характерны такие вторичные изменения, как кальцитизация, а также развитие по трещинам более светло-зеленого глауконитового минерала по сравнению с основной темно-зеленой массой. В детально изученном разрезе Мокуйской скважины структурное разупорядочение слюдястых минералов в мелких зернах, а также в более крупных сильнодоломитизированных глобулях можно связать с их интенсивной хлоритизацией на стадии катагенеза. В то же время крупные глобули хорошей сохранности в этом же разрезе

² Недостаточное количество материала не позволило сделать химический анализ обр. 18Б.

(обр. 19, 23) содержат лишь следы хлорита, и Al-глауконит в них характеризуется высокой степенью окристаллизованности (подробнее см. в работе [6]).

Вторичные изменения крупных глобуль на р. Аим не настолько велики, чтобы считать структурное разупорядочение слюд результатом этих изменений. Возможно, такое разупорядочение было первичным. Это предположение кажется тем более вероятным, что для остальных образцов изученной выборки, характеризующихся политипной модификацией 1М, также отмечаются вторичные изменения, в том числе и достаточно интенсивные. Среди последних отметим доломитизацию глобуль (обр. 709), их хлоритизацию (обр. 44/3, 221В, 28, 13/1), а также замещение гидроокислами (обр. 85/5) и окислами Fe (обр. 13/1).

Таким образом, выяснение причин структурного разупорядочения слюдястых минералов является достаточно сложной проблемой, требующей дальнейших исследований. То же самое относится и к тем гидрослюдам, в которых чередование слюдястых и смектитовых слоев обладает тенденцией к упорядочению ($S = 2$ и 3). Подобная тенденция ранее отмечалась лишь для гидротермальных глобуль [13]. Интересно отметить, что в едином разрезе тоттинской свиты (р. Аим) рассматриваемая гидрослюда, обладающая тенденцией к упорядочению чередования слюдястых и смектитовых слоев (обр. 40/7 — $S = 3$), представлена политипом 1Мd—1М и встречена наряду с обычными гидрослюдами (обр. 40/10, 40/5, 314Д — $S = 0$). При этом последние как хорошо, так и плохо окристаллизованы (политипы 1М — обр. 40/10; 1Мd—1М — обр. 40/5, 314Д).

Не совсем ясным остается также механизм преобразования диоктаэдрических слюдястых минералов в триоктаэдрический хлорит в единых глобулях. Поскольку смешанослойных фаз "слюда—хлорит" в образцах не обнаружено, то замещение, видимо, идет синтетическим, а не трансформационным путем. При этом состав исходной слюды в глобулях отражается на составе новообразованного хлорита: с увеличением параметра b глауконита параметр b растет и у хлорита [6]. В изученных глобулях хлорит плохо окристаллизован и, судя по параметру b , равному 9,24—9,28 Å, имеет Fe, Mg-состав. В одном из разрезов Восточной Сибири (Кыллахская гряда, обр. 221В) для хлорита определен политип ПБ; такой политип свойствен, как известно, минералу из катагенетически измененных пород. В другом разрезе в глобулях (р. Белая, обр. 13/1) наряду со слюдой политипа 1М (параметр $b = 9,04$ Å) и хлоритом обнаружена слюда политипа 2М₁ (параметр $b = 9,04$ Å). Судя по преобразованию как вмещающих кварцитовидных песчаников, так и самих глобуль, замещенных маггемитом и хлоритом, подобная политипная модификация скорее всего результат структурного преобразования слюды политипа 1М в политип 2М₁.

Рассматривая дифракционные и морфологические особенности изученных силикатов, можно отметить некоторую зависимость между формой частиц и степенью трехмерной упорядоченности минералов, что отмечалось ранее для фанерозойского глауконита [12]. При этом ведущую роль в формировании морфологии частиц исследователи фанерозойского материала отводили содержанию разбухающих слоев, что на изученной выборке не прослеживается. В частности, для докембрийских слюдястых минералов с высокой степенью трехмерного упорядочения (политип 1М) и с различной смешанослойностью характерны преимущественно планки размером 0,5—5,0 мкм, в то время как при некотором структурном разупорядочении, наблюдаемом для отдельных образцов гидрослюды (политип 1Мd—1М), им свойственны главным образом изометричные агрегаты (0,7—3,0 мкм) и мелкие чешуйки, а планки и таблички для этих минералов редки. Для гидрослюды политипа 1Мd—1М характерно близкое соотношение октакатионов Fe³⁺ и Al в 2:1 слоях минерала, в остальных образцах изученной выборки Al преобладает над Fe³⁺.

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывались по данным полных силикатных анализов (см. табл. 2) на основе предположения о постоянном составе анионного каркаса $(O_{10}(OH)_2)^{-22}$ на половину элементарной ячейки (табл. 3). Из анализа рассчитанных формул минералов, а также их дифракционных особенностей можно сделать следующие выводы.

В октаэдрических сетках 2:1 слоев наблюдаются широкие изоморфные замещения трехвалентных катионов $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$, что приводит к колебанию степени железистости минералов $\left(n = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al} \right)$ от 0,1 до 0,5. Среди этих минералов по составу степени железистости и структурному состоянию выделяются слюды — Al-глауконитового ($Al_{VI} \geq Fe_{VI}^{3+}$, $n = 0,5-0,25$) и иллитового ($Al_{VI} \geq Fe_{VI}^{3+}$, $n < 0,25$) составов [11]. В свою очередь для каждой из этих слюд с увеличением доли разбухающих слоев отмечаются структурные ряды через гидрослюды к смешанослойным образованиям. Все это позволяет объединить изученные докембрийские минералы в два структурно-изоморфных ряда: Al-глауконит \rightarrow Al-глауконит-сметтит и иллит \rightarrow иллит-сметтит.

Помимо изовалентного изоморфизма $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$ в изученных образцах наблюдается гетеровалентный изоморфизм в октаэдрических (Fe^{3+} , $Al \rightleftharpoons Mg$, Fe^{2+}) и тетраэдрических ($Si^{4+} \rightleftharpoons Al$) сетках 2:1 слоев минералов (см. табл. 3), что обуславливает их общий отрицательный заряд. Величина октаэдрического заряда изменяется от 0,18 до 0,67, а тетраэдрического — от 0,25 до 0,58. Анализ изоморфных замещений в 2:1 слоях минералов показал, что в изученных образцах содержание тетраэдрического Al увеличивается с уменьшением концентрации двухвалентных катионов в октаэдрических сетках [11]. При этом тетраэдрический заряд в большинстве исследованных минералов больше октаэдрического. Лишь в обр. 23 и 85/5 наблюдается обратное соотношение зарядов, а в обр. 60 и 40/7 их величины близки между собой.

Суммарный заряд 2:1 слоев варьирует от 0,49 до 0,92 и компенсируется межслоевыми катионами калия, наряду с которыми в подчиненном количестве могут находиться катионы Ca, Na, Mg. По содержанию калия, величина которого редко превышает 0,8 ф.е., изученные минералы относятся к низкозарядным слюдыстым минералам [11].

Что касается межслоевых катионов Mg, то экспериментально было выяснено их присутствие в двух образцах (709 и 23), имеющих сумму октаэдрических катионов более 2 ф.е. Данные образцы подвергли обработке в 1 N растворе КОН с целью замещения катионов Na и Mg (Ca после пересчета оказался полностью связанным с фосфатными и карбонатными минералами) на катионы K. При этом в структуре обр. 709 после такой обработки практически исчезли разбухающие слои. Анализ растворов, отжатых на центрифуге от твердой фазы образцов, проводили на плазменном эмиссионном спектрометре "JY-48"³. В результате были получены следующие величины MgO/Na₂O: для обр. 709 — 7:4, для обр. 23 — 9:2. В пересчете это составляет приблизительно 0,03–0,04 ф.е. межслоевых катионов Mg. Следует отметить, что нет полной уверенности в том, что все межслоевые катионы Mg и Na были вытеснены при замещении и попали в анализируемый раствор. Однако полученные данные свидетельствуют о том, что при прецизионном кристаллохимическом анализе следует более осторожно интерпретировать кристаллохимические формулы диоктаэдрических минералов, у которых содержание октаэдрических катионов превышает 2 ф.е.

Описанная в литературе зависимость уменьшения доли сметтитовых слоев с увеличением содержания калия в исследованных докембрийских минералах

³ Аналитик И.Л. Симонов.

Кристаллохимические формулы минералов

| Номер образца | Размер зерна, мм | Плотность зерна, мм | Катионы | | | | | | | | | | Заряды | | | Степень железистости |
|---|------------------|---------------------|-----------------|------|------------------|------|------------------|------|------|------------|------|------|-----------------|----------------|------------|----------------------|
| | | | тетраэдрические | | октаэдрические | | | | | межслоевые | | | тетраэдрические | октаэдрические | межслоевые | |
| | | | Si | Al | Fe ³⁺ | Al | Fe ²⁺ | Mg | Σ | K | Na | Ca | | | | |
| <i>Венд и верхний рифей Южного Урала и Учуро-Майского региона</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 709 | 0,16–0,1 | 2,5–2,75 | 3,56 | 0,44 | 0,48 | 0,89 | 0,11 | 0,65 | 2,13 | 0,75 | 0,02 | – | 15,56 | 5,63 | 0,77 | 0,35 |
| 67/2Г | 0,4–0,2 | 2,55–2,61 | 3,59 | 0,41 | 0,29 | 1,44 | 0,04 | 0,25 | 2,02 | 0,60 | 0,02 | 0,01 | 15,59 | 5,77 | 0,64 | 0,17 |
| 563 | 0,1–0,063 | – | 3,42 | 0,58 | 0,53 | 1,19 | 0,08 | 0,25 | 2,05 | 0,70 | 0,01 | 0,02 | 15,42 | 5,82 | 0,75 | 0,31 |
| 562 | 0,1–0,063 | – | 3,58 | 0,42 | 0,37 | 1,31 | 0,10 | 0,23 | 2,01 | 0,66 | 0,01 | 0,02 | 15,58 | 5,70 | 0,71 | 0,22 |
| 561 | 0,1–0,063 | – | 3,48 | 0,52 | 0,47 | 1,24 | 0,08 | 0,26 | 2,05 | 0,70 | – | – | 15,48 | 5,81 | 0,70 | 0,27 |
| 560 | 0,1–0,063 | – | 3,44 | 0,56 | 0,48 | 1,16 | 0,13 | 0,29 | 2,06 | 0,73 | 0,01 | 0,03 | 15,44 | 5,76 | 0,80 | 0,29 |
| 558И | 0,1–0,063 | – | 3,48 | 0,52 | 0,50 | 1,14 | 0,16 | 0,26 | 2,06 | 0,75 | 0,01 | – | 15,48 | 5,76 | 0,76 | 0,30 |
| 555 | 0,1–0,063 | – | 3,38 | 0,62 | 0,39 | 1,29 | 0,14 | 0,25 | 2,14 | 0,78 | 0,01 | – | 15,38 | 5,82 | 0,79 | 0,23 |
| 8а | 0,1–0,063 | 2,7–2,75 | 3,50 | 0,50 | 0,41 | 1,18 | 0,08 | 0,39 | 2,06 | 0,75 | 0,01 | – | 15,50 | 5,71 | 0,76 | 0,26 |
| 60 | 0,315–0,2 | 2,6–2,7 | 3,54 | 0,46 | 0,24 | 1,24 | 0,12 | 0,44 | 2,04 | 0,74 | 0,01 | 0,06 | 15,54 | 5,56 | 0,87 | 0,16 |
| 60/3 | 0,16–0,1 | 2,65–2,7 | 3,64 | 0,36 | 0,16 | 1,34 | 0,11 | 0,40 | 2,01 | 0,75 | 0,01 | 0,02 | 15,64 | 5,52 | 0,80 | 0,11 |
| 24 | 0,1–0,063 | 2,6–2,7 | 3,53 | 0,47 | 0,31 | 1,34 | 0,14 | 0,26 | 2,05 | 0,63 | 0,03 | 0,03 | 15,53 | 5,75 | 0,72 | 0,19 |
| <i>Средний рифей Учуро-Майского региона</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 40/10 | 0,2–0,16 | 2,4–2,55 | 3,50 | 0,50 | 0,27 | 1,45 | 0,04 | 0,21 | 1,97 | 0,44 | 0,01 | 0,02 | 15,50 | 5,66 | 0,49 | 0,16 |
| 43/4 | 0,63–0,315 | 2,6–2,65 | 3,59 | 0,41 | 0,78 | 0,84 | 0,08 | 0,38 | 2,08 | 0,62 | 0,02 | 0,01 | 15,59 | 5,78 | 0,67 | 0,48 |
| 314Д | 0,315–0,2 | 2,55–2,65 | 3,63 | 0,37 | 0,67 | 0,90 | 0,13 | 0,37 | 2,07 | 0,59 | 0,02 | 0,01 | 15,63 | 5,71 | 0,63 | 0,43 |
| 40/7 | 0,315–0,2 | 2,6–2,7 | 3,68 | 0,32 | 0,71 | 0,87 | 0,16 | 0,30 | 2,04 | 0,61 | 0,03 | 0,02 | 15,68 | 5,66 | 0,68 | 0,45 |
| 128 | 0,315–0,2 | 2,6–2,7 | 3,54 | 0,46 | 0,52 | 1,17 | 0,04 | 0,27 | 2,00 | 0,66 | 0,02 | 0,03 | 15,54 | 5,69 | 0,74 | 0,31 |
| 223И | 0,16–0,1 | 2,65–2,75 | 3,44 | 0,56 | 0,40 | 1,27 | 0,13 | 0,24 | 2,04 | 0,74 | 0,01 | 0,02 | 15,44 | 5,74 | 0,79 | 0,24 |
| 23 | 0,4–0,2 | 2,7–2,8 | 3,72 | 0,28 | 0,32 | 0,97 | 0,15 | 0,67 | 2,11 | 0,77 | 0,01 | – | 15,72 | 5,51 | 0,78 | 0,25 |
| <i>Нижний рифей Учуро-Майского региона</i> | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 85/5 | 0,4–0,315 | 2,75–2,8 | 3,75 | 0,25 | 0,58 | 0,81 | 0,10 | 0,48 | 1,97 | 0,84 | 0,02 | 0,03 | 15,73 | 5,33 | 0,92 | 0,42 |

не прослеживается. Как следует из работы [11], при одном и том же содержании калия в минералах наблюдается различная степень смешанослойности и, наоборот, при одинаковой смешанослойности в структуре диагностируются различные концентрации катионов калия.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ИК-спектроскопическое изучение образцов проводили в области валентных колебаний ОН-групп, а интерпретацию спектров осуществляли в соответствии с работами [2, 15]. Как выяснилось, полученные ИК-спектры достаточно четко отражают состав октакатионов и прежде всего соотношение Al и Fe^{3+} в структуре. Так, для минералов с высоким содержанием Al (обр. 709, 67/2Г, 560–563, 558И, 8а, 60, 60/3, 24, 40/10, 128, 223И, 19, 23, 28, 84/2) разрешается сильная полоса с максимумом около $3600\text{--}3580\text{ см}^{-1}$ ($AlFe^{2+}$, $AlMg$). Кроме того, в образцах такого состава фиксируются менее интенсивные полосы в интервале частот от 3520 до 3570 см^{-1} , относящиеся к всевозможным комбинациям катионных пар ($Fe^{2+}Fe^{3+}$, $Fe^{3+}Fe^{3+}$, $MgFe^{3+}$); в минералах с повышенным содержанием двухвалентных катионов в структуре (обр. 709, 23) наблюдается также полоса с максимумом около $3500\text{--}3510\text{ см}^{-1}$ ($R^{2+}R^{2+}$).

При близких содержаниях Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях 2:1 слоев минералов для них наблюдается или широкий плохо разрешенный спектр в интервале частот от 3600 до 3510 см^{-1} (обр. 49/1, 43/4, 40/5), или в том же интервале частот спектр с более четкими максимумами (обр. 314Д, 40/7, 85/5), также относящимися к различным комбинациям катионных пар ($AlMg$, $AlFe^{2+}$, $Fe^{3+}Fe^{3+}$, $Fe^{2+}Fe^{3+}$).

Методом мессбауэровской спектроскопии были изучены образцы 67/2Г, 60, 60/3, 40/10, 43/4, 314Д, 40/7, 128, 23 и 85/5. Мессбауэровские спектры снимали на спектрометре типа ЯГРС-4 с источником ^{57}Co в матрице Pd. Калибровка шкалы скоростей проводилась по спектру поглощения нитропруссиды натрия, использовавшегося в качестве стандарта поглотителя.

Все экспериментально полученные спектры представляют собой интенсивный дублет от Fe^{3+} -ионов и один или два дублета от Fe^{2+} -ионов (табл. 4). Для Fe^{3+} -ионов выделяются три дублета, соотношение которых проводится в соответствии с работой [14], а именно дублет с наименьшим значением квадрупольного расщепления (КР) приписывается положению Fe^{3+} -иона в окружении только трехвалентных катионов ($3R^{3+}$), дублет со средним значением КР – окружению только двухвалентными катионами ($3R^{2+}$), а дублет с наибольшим значением КР – смешанному окружению ($2R^{3+} + 1R^{2+}$; $2R^{2+} + 1R^{3+}$).

При расчете величины Fe^{2+}/Fe^{3+} , полученной из анализа мессбауэровского спектра, оказалось, что она несколько выше величины этого отношения, рассчитанного из данных химического анализа (табл. 5). Это объясняется тем, что при получении мессбауэровского спектра в отличие от химического анализа образец не подвергается никаким химическим воздействиям, т.е. не происходит окисления катионов Fe^{2+} . Полученные значения можно использовать для пересчета содержания окисного и закисного железа в образце.

По величине Fe^{2+}/Fe^{3+} мессбауэровские спектры подразделили на две группы. К первой группе относятся образцы иллитовых слюд и гидрослюд с повышенным (обр. 67/2Г) и высоким ($> 0,4$) значением Fe^{2+}/Fe^{3+} . Ко второй группе – образцы гидрослюд иллитового и Al-глауконитового составов с низким ($< 0,4$) значением этого отношения. Для первой группы образцов характерно наличие двух хорошо разрешенных дублетов Fe^{2+} -ионов, причем значения химических сдвигов (ХС) этих двух дублетов одинаковы (см. табл. 4, фиг. 2, а). Во второй группе можно иногда наблюдать спектры, в которых внешний дублет Fe^{2+} -ионов вообще не проявлен (см. фиг. 2, б); при наличии же двух дублетов внутренний характеризуется исключительно большими величинами полуширин линий (Γ) и значи-

Параметры мессбауэровских спектров изученных образцов

| Номер образца | Fe ²⁺ (I) | | | | Fe ²⁺ (II) | | | | Fe ³⁺ (I) | | | |
|---------------|----------------------|----------|----------|---------|-----------------------|----------|----------|---------|----------------------|----------|----------|---------|
| | S, % | KP, мм/с | XC, мм/с | Г, мм/с | S, % | KP, мм/с | XC, мм/с | Г, мм/с | S, % | KP, мм/с | XC, мм/с | Г, мм/с |
| 67/2Г | 9,5 | 1,86 | 1,47 | 0,60 | 22,1 | 3,12 | 1,51 | 0,42 | 17,9 | 0,23 | 0,74 | 0,53 |
| 60 | 33,3 | 2,52 | 1,45 | 0,49 | 22,2 | 2,93 | 1,44 | 0,26 | 13,3 | 0,39 | 0,58 | 0,43 |
| 60/3 | 29,3 | 2,52 | 1,36 | 0,54 | 24,4 | 2,88 | 1,38 | 0,26 | 4,9 | 0,21 | 0,66 | 0,26 |
| 40/10 | 6,4 | 1,84 | 1,24 | 0,85 | 12,8 | 2,86 | 1,42 | 0,27 | 17,0 | 0,29 | 0,62 | 0,51 |
| 314Д | 20,0 | 1,85 | 1,23 | 0,89 | 5,3 | 2,89 | 1,37 | 0,26 | 10,7 | 0,16 | 0,65 | 0,29 |
| 40/7 | 18,1 | 2,02 | 1,48 | 0,70 | 7,7 | 3,12 | 1,59 | 0,38 | 18,1 | 0,28 | 0,71 | 0,47 |
| 128 | 8,8 | 1,79 | 1,27 | 0,64 | 8,8 | 2,78 | 1,39 | 0,33 | 18,8 | 0,29 | 0,65 | 0,40 |
| 23 | 37,6 | 2,26 | 1,56 | 0,96 | 22,3 | 3,07 | 1,56 | 0,40 | 10,7 | 0,36 | 0,69 | 0,45 |
| 85/5 | 18,1 | 1,80 | 1,24 | 0,86 | | | | | 46,7 | 0,29 | 0,65 | 0,48 |

| Номер образца | Fe ³⁺ (II) | | | | Fe ³⁺ (III) | | | | χ ² |
|---------------|-----------------------|----------|----------|---------|------------------------|----------|----------|---------|----------------|
| | S, % | KP, мм/с | XC, мм/с | Г, мм/с | S, % | KP, мм/с | XC, мм/с | Г, мм/с | |
| 67/2Г | 21,1 | 0,50 | 0,69 | 0,47 | 29,5 | 1,27 | 0,74 | 0,65 | 309 |
| 60 | 15,6 | 0,55 | 0,66 | 0,49 | 15,6 | 1,19 | 0,59 | 0,52 | 274 |
| 60/3 | 22,0 | 0,52 | 0,67 | 0,41 | 19,5 | 0,88 | 0,72 | 0,79 | 271 |
| 40/10 | 27,7 | 0,44 | 0,61 | 0,48 | 36,2 | 0,86 | 0,61 | 0,54 | 293 |
| 314Д | 17,3 | 0,29 | 0,65 | 0,34 | 46,7 | 0,68 | 0,68 | 0,50 | 293 |
| 40/7 | 28,0 | 0,41 | 0,71 | 0,40 | 28,0 | 1,11 | 0,72 | 0,55 | 375 |
| 128 | 27,5 | 0,42 | 0,65 | 0,40 | 36,3 | 0,87 | 0,65 | 0,52 | 269 |
| 23 | 16,8 | 0,50 | 0,69 | 0,36 | 12,7 | 1,14 | 0,69 | 0,59 | 360 |
| 85/5 | 14,7 | 0,42 | 0,65 | 0,40 | 20,7 | 0,75 | 0,65 | 0,50 | 296 |

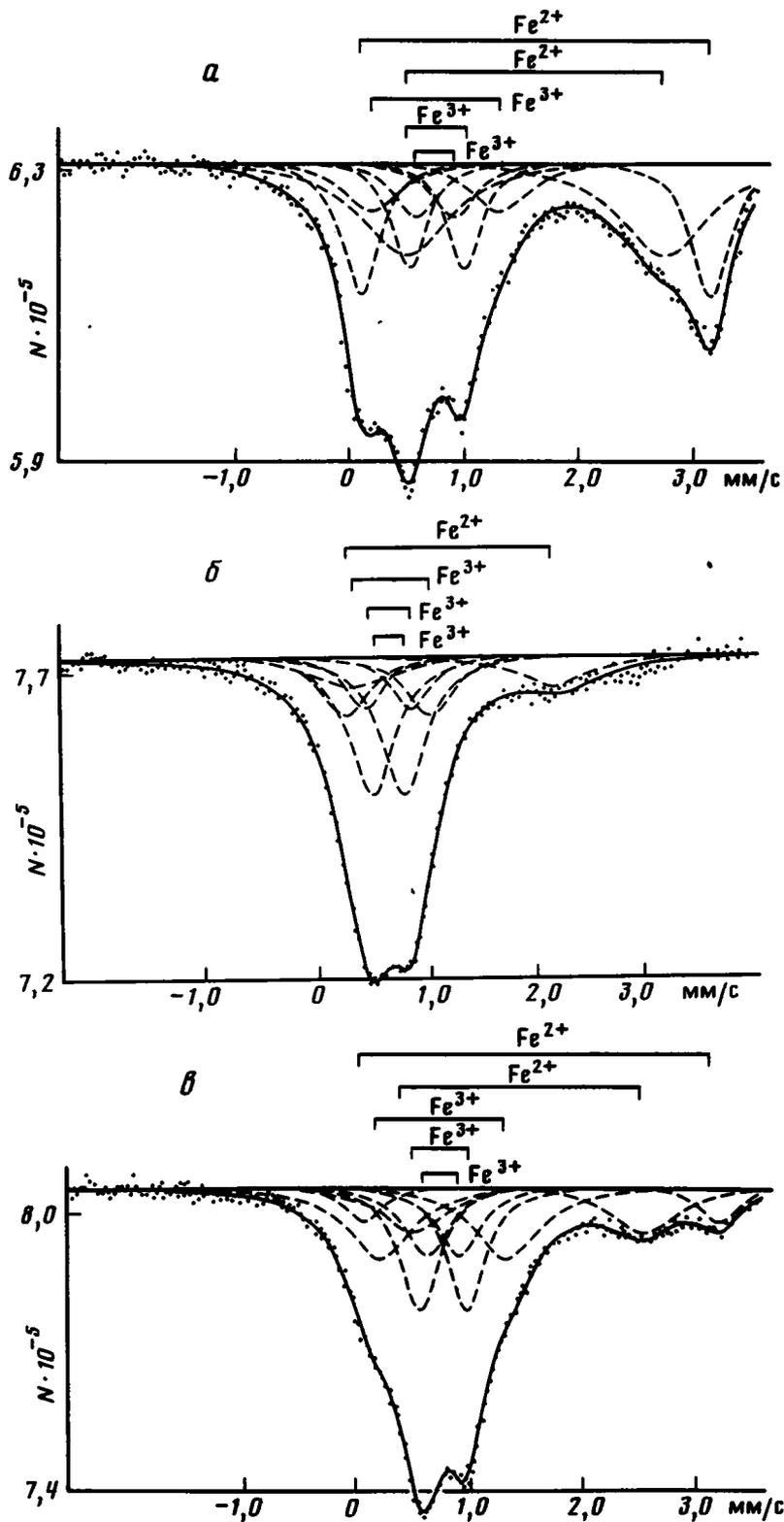
Примечание. Химический сдвиг измерялся относительно нитропрусида натрия. Погрешность измерений для KP, XC и Г не превышает 0,03 мм/с.

Таблица 5

Величины Fe²⁺/Fe³⁺ по данным химического (I) и мессбауэровского (II) анализов

| Номер образца | I | II | Номер образца | I | II |
|---------------|-------|-------|---------------|-------|-------|
| 67/2Г | 0,138 | 0,460 | 40/7 | 0,255 | 0,341 |
| 60 | 0,500 | 0,250 | 128 | 0,077 | 0,220 |
| 60/3 | 0,688 | 1,158 | 23 | 0,469 | 1,494 |
| 314Д | 0,194 | 0,339 | 85/5 | 0,172 | 0,221 |

тально пониженным значением XC относительно внешнего Fe²⁺-дублета (см. фиг. 2, в). Можно полагать, что низкое значение Fe²⁺/Fe³⁺ в минералах второй группы является следствием окисления железа в ходе некоторого процесса вторичного преобразования. В пользу этого предположения говорит тот факт, что для изученных образцов второй группы получены "омоложенные" значения Rb-Sr- и K-Ag-возрастов [10], тогда как изотопные возрасты минералов первой группы соответствуют их стратиграфическому положению. Результатом процесса окисления является уменьшение дефицита заряда октаэдрического слоя, что, по-видимому, приводит к выносу межслоевых катионов (K, Rb), а также радиогенных ⁸⁷Sr и ⁴⁰Ar.



Фиг. 2. Мессбауэровские спектры (*a* – обр. 23; *b* – обр. 85/5; *v* – обр. 40/7)
 4 Литология и полезные ископаемые, № 3

В разрезах рифея и венда Южного Урала и Восточной Сибири породы, содержащие глобулы слоистых силикатов, представлены терригенными, терригенно-глинистыми и доломитовыми разностями, претерпевшими вторичные преобразования, в целом характерные для зоны глубинного катагенеза. Однако интенсивность и характер вторичных преобразований разных типов пород в одном разрезе и даже однотипных минералов (в том числе слюдистых) в одном микропрослое могут заметно колебаться. Это наряду с первичными особенностями глобуль и обуславливает различную степень их сохранности как в пределах отдельного возрастного интервала, так и в масштабе одной монофракции.

Наиболее распространенными глубинно-катагенетическими преобразованиями изученных зерен в терригенных и терригенно-глинистых отложениях являются деформация и хлоритизация. Деформация приводит к формированию своеобразных фестонов, цементной массы, а на отдельных участках и фестончато-микростилолитовых образований из глобуль. В последнем случае деформация сопровождается выносом железа, магния и калия из структуры минерала при увеличении доли алюминия. Хлоритизация при интенсивном развитии приводит к частичному изменению оптических и плотностных характеристик зерен и флуктуациям содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и особенно MgO и суммарного железа в слагающих их минералах. Она сильнее проявлена в более мелких зернах, а среди крупных интенсивней преобразуются зерна худшей сохранности. Замещение слюдистых минералов хлоритовыми происходит, видимо, синтетическим, а не трансформационным путем. Иногда развитие хлорита приводит к структурному упорядочению глауконита.

В доломитовых песчаниках и собственно доломитах, преобразованных на уровне глубинного катагенеза, глобулям слоистых силикатов свойственна доломитизация, вплоть до полного растворения зерен с формированием микростилолитовых структур. Глобулы из песчаников, кальцитизированных в процессе регрессивного катагенеза, характеризуются различной степенью кальцитизации, включая образование полных псевдоморфоз.

Слоистые силикаты, слагающие глобулы в изученных разрезах, представлены низкозарядными слюдами — Al-глауконитом и иллитом, а также их структурными разновидностями (гидрослюдами и смешанослойными образованиями). Эти минералы объединены в два структурно-изоморфных ряда: иллит → иллит-сметтит и Al-глауконит → Al-глауконит-сметтит. Представители ряда глауконит → глауконит-сметтит, образующие единую серию с минералами двух вышеуказанных рядов [11], в изученной выборке не обнаружены. До настоящего времени они известны лишь в фанерозойских отложениях.

Степень структурного упорядочения минералов различна — от хорошо окристаллизованных диоктаэдрических слюд политипа 1M до слюдистых минералов с высокой степенью дефектности (политип 1Md). При этом связь степени трехмерной упорядоченности минералов с особенностями их состава и характером смешанослойности не установлена. Однако между степенью окристаллизованности минерала, его составом и формой частиц некоторая зависимость отмечается: высокоалюминиевые слюдистые минералы политипа 1M представлены преимущественно планкообразными частицами размером до 5,0 мкм.

Способ чередования слюдистых и смектитовых слоев в образцах различен. Наряду с неупорядоченным чередованием ($S = 0$), характеризующим большинство изученных образцов, несколько гидрослюд Al-глауконитового и иллитового составов обнаружило тенденцию к упорядоченному переслаиванию слюдистых и смектитовых слоев (S равно 2 и 3). Описанная в литературе зависимость уменьшения доли смектитовых слоев с увеличением содержания калия на изученной выборке не обнаружена.

Параметр элементарной ячейки b исследованных минералов колеблется

от 9,06 до 9,01 Å, что подтверждает данные о повышенных и переменных содержаниях Al в октаэдрических слоях, отражающихся также и на ИК-спектрах образцов в области валентных колебаний OH-групп: чем выше роль Al, тем интенсивнее разрешение полосы в области 3580–3600 см⁻¹.

По данным ЯГР образцы делятся на две группы. К первой группе относятся иллитовые минералы с повышенным и высоким (> 0,4) значением Fe²⁺/Fe³⁺; ко второй группе — гидрослюды иллитового и Al-глауконитового составов с низким (< 0,4) значением этого соотношения. Подобное низкое отношение может быть связано с окислением железа в процессе вторичных преобразований минерала.

Таким образом, приведенные данные значительно расширяют имеющиеся сведения о минералогических особенностях глобулярных диоктаэдрических 2:1 слоистых силикатах из разрезов верхнего протерозоя Сибири и Урала и показывают, что под названием "глауконитовые глобули" кроется целая серия слюдястых минералов, по составу не соответствующих собственно глаукониту, а по структурному (гидратационному) состоянию образующих структурные ряды от низкозарядных слюд до смешанослойных образований.

Список литературы

1. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Циपुरский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 82–88.
2. Дайняк Л. Г., Бессон Ж., Слонимская М. В. и др. Интерпретация ИК-спектров диоктаэдрических слюд в области валентных колебаний OH-групп // Минерал. журн. 1987. Т. 9. № 1. С. 46–54.
3. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 295. 255 с.
4. Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
5. Ивановская Т. А. Минералогия диоктаэдрических слюд группы глауконита из разновозрастных осадочных образований: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1986. 18 с.
6. Ивановская Т. А., Циपुरский С. И., Черкашин В. И., Яхонтова Л. К. Постседиментационные преобразования глауконита рифейских отложений Юго-Восточной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108–118.
7. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 121. 311 с.
8. Косовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Кристаллохимические особенности слоистых силикатов как индикаторы перехода осадочных пород в метаморфические // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1975. Вып. 4. Кн. 1. С. 105–110.
9. Косовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71–95.
10. Семихатов М. А., Горюхов И. М., Ивановская Т. А. и др. Rb–Sr и K–Ar-возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: Материалы к оценке геохронометра // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 78–96.
11. Циपुरский С. И., Ивановская Т. А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 41–49.
12. Цымбальникова А., Дриц В. А., Дмитрик А. Л. Электронно-микроскопическое изучение формы кристаллов глауконита // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 1. С. 121–127.
13. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 1. С. 23–40.
14. Daynyak L. G. Structural features of layer silicates and EFG calculations for an interpretation of their Mossbauer spectra // 5-th meeting of European clay groups, Prague, 1983. P. 43–49.
15. Farmer V. C. The layer silicates, Infrared spectra of minerals. London: S.N., 1974. 318 p.

УДК 551.35:551.263.2

Хворова И. В.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИНДОНЕЗИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

СООБЩЕНИЕ 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФА

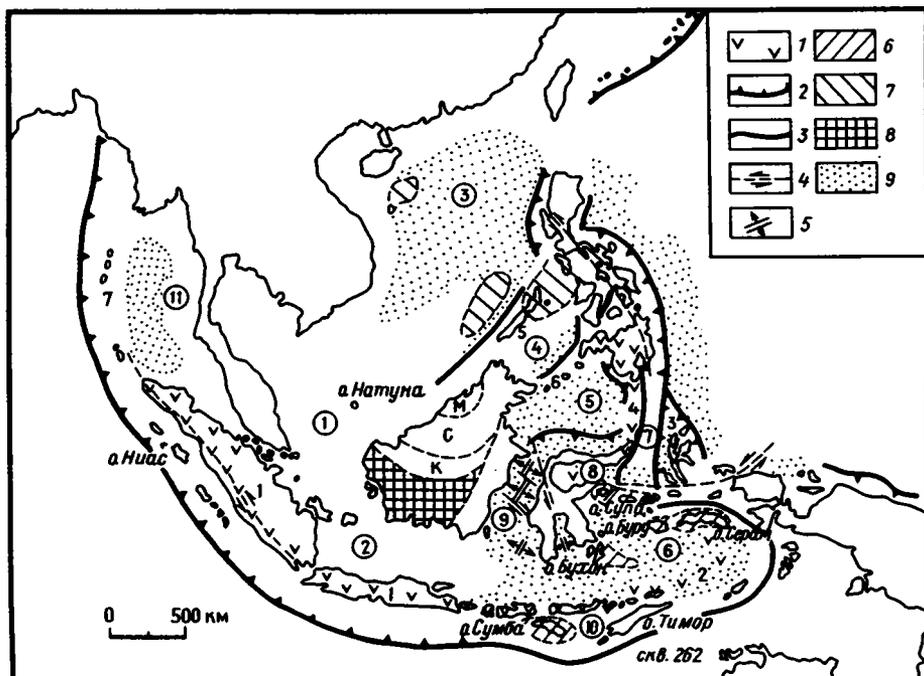
Рассмотрены основные черты структуры и рельефа современной Индонезийской геосинклинальной области, занимающей особое тектоническое положение и отличающейся от более простых геосинклинальных систем западной части Тихого океана. Дана характеристика структурно-ландшафтных элементов области, необходимая для понимания особенностей происходящего в ней осадкообразования.

При изучении различных аспектов геологии складчатых областей материков все чаще обращаются к современным активным континентальным окраинам. Это относится и к литологическим исследованиям. Восстановление условий осадкообразования в геосинклиналях прошлого требует расшифровки структурно-ландшафтной обстановки, что в сложноскладчатых системах, как известно, сопряжено с большими трудностями; "актуалистические образы" здесь могут оказать большую помощь.

Под современными геосинклинальными областями вслед за многими [7, 9] автор понимает зоны плитной конвергенции, выраженные островодужными системами. Конструктивные процессы (скупивание и формирование ранних гранитно-метаморфических образований) здесь сочетаются с деструктивными (растяжение, появление коры океанического или переходного типа), причем с развитием области явления сжатия приобретают все большее значение. Тектонические движения создают контрастный рельеф, определяющий в значительной мере седиментогенез. Орогенные элементы в геосинклиналях появляются на ранних стадиях их развития, и практически все геосинклинальные области являются орогенно-депресссионными сооружениями (в принятом объеме понятия). Их можно противопоставить зонам плитной дивергенции крупного плана, ведущей к "рождению" коры океанического типа и образованию океанов. История геосинклинальных областей стадийна и полициклична. Этот вопрос в принципиальном и в региональном планах с позиций современной глобальной тектоники рассмотрен В.Е. Хаиным [9–11].

Индонезийская геосинклинальная область во многом отличается от более простых островодужных систем северо-западной периферии Тихого океана. Для выявления особенностей геосинклинальных бассейнов прошлого и развития их во времени Индонезия должна представлять интерес. Поэтому были собраны и обобщены имеющиеся материалы о молодых (преимущественно морских) осадках этой области и условиях их образования.

Рассматриваемый регион расположен на пересечении двух крупнейших горных систем: Альпийско-Гималайской и Циркумтихоокеанской. Его границами являются: западной и южной – Яванский желоб, восточной – Филиппинский (фиг. 1); на севере она выражена менее четко и примерно соответствует 21° с.ш. В целом это очень сложный в морфологическом и геологическом отношении островной архипелаг. Площадь суши в его пределах, включая такие крупные участки, как



Фиг. 1. Схема строения Индонезийского региона (по [18] с изменениями)

1 – активные вулканические дуги (современные и позднечетвертичные); 2 – глубоководные желоба с глубоководными землетрясениями; 3 – желоба и трюги (неактивные); 4 – основные сдвиги; 5 – спрединговые центры; 6–7 – “мини-континенты” разного происхождения (6 – австралийского, 7 – азиатского); 8 – древний геоблок Калимантана; главные зоны (к – Кучинг, с – Сибу, м – Мири); 9 – площади с океанической корой по [16]. Цифры в кружках – моря; 1 – Малайское (Зондский шельф); 2 – Яванское; 3 – Южно-Китайское; 4 – Сулу; 5 – Сулавеси; 6 – Банда; 7 – Молуккское; 8 – Горонтало (залив); 9 – Макаassarское (пролив); 10 – Саву; 11 – Андаманское. Цифры без кружков – вулканические дуги: 1 – Зондская; 2 – Банда; 3 – Хальмахера; 4 – Сангихе; 5 – Палаванская (неогеновая); 6 – Сулу (неактивная); 7 – Андаманско-Никобарская

Калимантан, Сулавеси и Филиппины, оценивается приблизительно в 2 млн. 800 тыс. км² [3].

В трактовке геологии Индонезии много разногласий, касающихся главным образом тектонического строения и развития отдельных элементов области. Несмотря на это, общая структура региона большинством современных исследователей рассматривается довольно одинаково, с позиций новой глобальной тектоники [4, 10, 18, 20 и др.]. Сложное строение в значительной мере объясняют столкновением не двух, как обычно, а трех крупных плит: Евразийской, Тихоокеанской и Индоокеанско-Австралийской. В целом постулируются субдукция, крупные сдвиги, ротационные перемещения блоков и спрединг. Существует и принципиально иная точка зрения на развитие архипелага [8], согласно которой поднятия (в том числе островные дуги) и сопряженные котловины заложились на континентальном массиве (Зондская плита), соединившем Евразию с Австралией и Новой Гвинеей. Основной тенденцией развития при этом считаются вертикальные движения большой амплитуды. В результате молодых опусканий раздробленных блоков фундамента (“морфологическая океанизация” по Г.Б. Удинцеву) возникли многочисленные котловины, разделяющие складчатые структуры островов. Субдукционные процессы ставятся под сомнение. В основе указанных представлений лежит концепция океанизации континентальной коры.

Автор не считает нужным останавливаться подробно на вопросах тектоники,

так как им посвящено много работ. Для нашей задачи достаточно рассмотреть структурно-морфологические элементы региона и в следующем сообщении – связанную с ними седиментацию.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ЖЕЛОБА

Главная вулканическая дуга — Зондская я. Она проходит через крупные островные участки суши — Суматру и Яву; на северо-западе ее продолжением является Андоманско-Никобарский вулканический хребет, а на востоке островной архипелаг — дуга Банда.

В целом это единая система, хотя отдельные ее сегменты структурно и морфологически различаются.

Зондская часть системы расположена на мощной континентальной коре, представленной неравномерно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными толщами — от каменноугольных до третичных, вмещающими интрузии гранитов и гранодиоритов. Отложения разнообразны: это терригены (от конгломератов до глинистых сланцев), кремни и известняки. В обломочной фракции присутствует сиалический материал (кварц, калишпаты, слюды). Большое значение имеют андезитовые вулканы раннепермского, раннемелового и олигоценного возраста. На Яве описан дозойонный полимиктовый меланж [21], в составе которого кроме осадочных пород много базальтов, габброидов, ультрамафитов (в том числе серпентинитов); присутствуют и гранитоиды.

На складчатом фундаменте расположены молодые эксплозивные вулканы островодужного (известково-щелочного) типа, но с большим количеством кислых продуктов. Зондская дуга представляет собой окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс андийского типа [4]. К северо-востоку от него находится прогиб, охватывающий низину Суматры, Малаккский пролив, Зондский шельф и Яванское море.

Южнее активного вулканического пояса и параллельно ему расположена фронтальная депрессия (Мантавайская), шириной около 80 км и глубиной от 200 до 2000 м у Саматры и 3000–4000 м у Явы (уменьшение глубины к северо-западу связано с поступлением сюда больших масс терригенных осадков из Бенгальского залива). Депрессия заполнена мощной (до 6 км) толщей стратифицированных отложений, залегающих полого в центральной и внутренней частях, но дислоцированных на внешнем склоне.

На юге депрессия ограничена невулканическим подводным поднятием, увенчанным островами (фронтальная дуга). Один из них — о-в Ниас часто фигурирует в литературе. Здесь выходят в разной степени деформированные, главным образом третичные, осадочные породы с резко подчиненным количеством изверженных. Р.В. Ван Беммелен [3] приводит разрез этих отложений, состоящий из семи толщ, общей мощностью приблизительно 5,5 км, предположительно разделенных угловыми несогласиями (контакты не обнажены). Большая часть разреза образована мелководно-морскими терригенными породами, иногда с примесью пирокластиков; внизу присутствуют основные и ультраосновные гипабиссальные тела. Верхняя толща — органогенно-обломочные и коралловые известняки. В ранних работах близкие по составу отложения описаны и на других островах внешнего поднятия.

В новых работах [18, 23] приведенный разрез интерпретируется иначе. Выделяют две тектоностратиграфические единицы. Нижняя единица (комплекс Ойо) рассматривается как полимиктовый меланж; он состоит из различных по размеру обломков (от единиц до сотен метров), заключенных в рассланцованном алевролито-аргиллитовом матриксе. Обломки представлены чаще осадочными породами: от конгломератов до глинистых сланцев; во многих блоках сохранилась стратификация, характерная для турбидитов. Состав кластики указывает на разрыв вулканической дуги, включая ее фундамент. В сравнительно небольшом

количестве встречаются обломки ультраосновных пород, часто серпентинизированных, габбро, базальтов, амфиболитов. Возраст меланжа домиоценовый. Верхняя единица (слои Ннас) образована в нижней части алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями фораминиферовых и терригенных турбидитов; кверху отложения становятся более грубыми — глинисто-песчаными с конгломератами.

Приведенные данные показывают, как изменился взгляд на строение острова в связи с развитием мобилистских идей.

Южнее внешнего поднятия следует желоб длиной 4000 км. От других желобов Индонезии он отличается сравнительно пологими склонами и более далеким расположением от активной вулканической дуги. Глубина желоба колеблется от 4,5 (у Суматры) до 6–7 км (у Явы). Внутренний склон желоба является внешним склоном фронтального невулканического поднятия и имеет соответствующее строение. Желоб активный, с ним связана зона глубокофокусных землетрясений.

На северо-западном продолжении Зондской дуги расположена Андамская дуга, состоящая также из внутреннего и внешнего хребтов. Внутренний — трассируется подводными горами и редкими небольшими островными андезитовыми вулканами. Внешний — представляет собой островной архипелаг, образованный чешуйчато-меланжевым комплексом; возраст дислоцированных пород — от мела до палеогена; неогеновые отложения залегают на них несогласно. Меланж — полимиктовый, включающий меловые офиолиты и яшмы, палеоценовые мелководные известняки и граувакковые толщи палеоцена — олигоцена; матрикс нередко серпентиновый. Фронтальная депрессия выражена плохо [28].

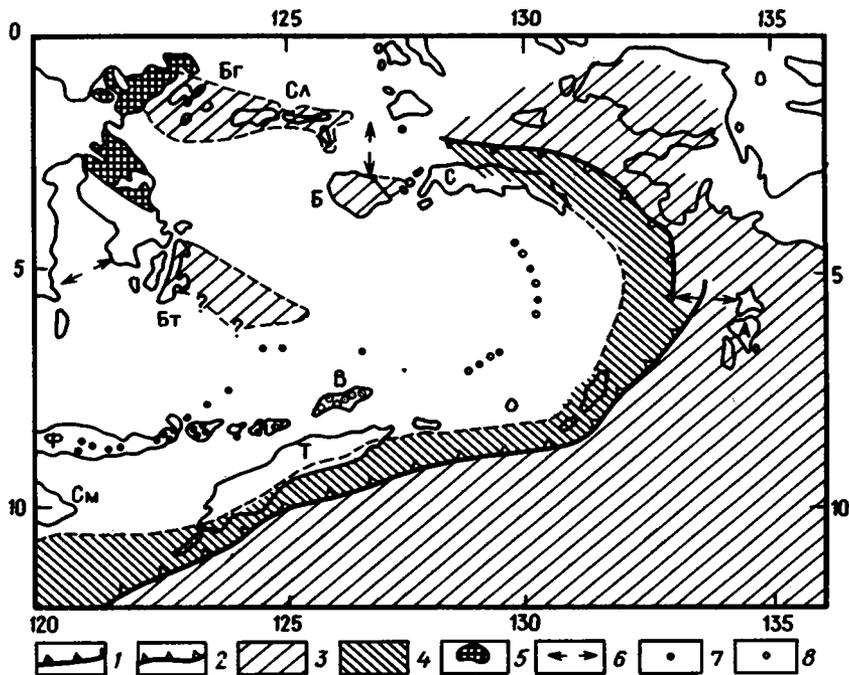
Дуга Банда имеет длину приблизительно 2400 км. Одни исследователи считают ее непосредственным продолжением Зондской дуги [10, 15, 18], другие [13, 16] — самостоятельной системой, отделенной от первой зоной поперечных разломов; в пределах зоны находится о-в Сумба, который одними авторами [13, 18] считается "оторванным блоком" континента, другими [29] — поднятым фрагментом фронтальной дуги. Дуга Банда состоит из двух субпараллельных подводных хребтов с островами: внешнего, невулканического, и внутреннего с активными вулканами. На востоке хребты резко изгибаются, образуя петлю (фиг. 2).

Внутренний хребет связан с корой океанического типа (в отличие от Зондского вулканического пояса) и образован позднекайнозойскими и четвертичными преимущественно известково-щелочными вулканитами (андезиты, базальты, дациты); в молодых разностях в направлении внутренней части дуги возрастает калиево-щелочность.

Далее на юг простирается депрессионная зона с двумя особенно крупными котловинами: Саву и Вебер¹, дно которых расположено на глубине соответственно 3 и 7 км. В первой установлена мощная (3 км) стратифицированная (турбидитная) толща, во второй осадков мало [18].

Внешняя дуга расположена на опустившейся Австралийской плите и содержит континентальные блоки, возможно, возникшие еще до коллизии с Австралийской окраиной [15]. Самый крупный остров в пределах внешней дуги Банда — Тимор. Он сложен породами от пермских до четвертичных; установлено несколько фаз складчатости и поднятий. Характерно распространение чешуйчатых надвигов, меланжа и крупных гравитационных оползней. Состав кластики крайне разнообразный: метаморфиты и кристаллические породы сиалического происхождения, офиолиты, кремни, известняки, породы островодужных (P–T) и терригенных комплексов; в целом здесь сложно перемешаны близкие по возрасту породы шельфовых, островодужных и глубоководных (батиальных) фаций. Мощность такого меланжа оценивается У. Гамильтоном в 100 км. Надвигово-меланжевый

¹ Некоторые исследователи [24] относят котловину Вебер к активному глубоководному желобу.



Фиг. 2. Схема основных структурных элементов островной дуги Банда и "цпоры Сула" (по [15] с упрощением)

1 – активные надвиги или зоны субдукции; 2 – неактивные надвиги или зоны субдукции; 3 – предел Австралийской платформы и ее фрагменты; 4 – чешуйчатый осадочный клин; 5 – серпентиниты и перидотиты; 6 – предполагаемые места спрединга; 7 – активные вулканы; 8 – плиоценовые и четвертичные вулканы. Острова: Т – Тимор; Ф – Флорес; В – Ветар; А – Ару; С – Серам; Б – Буру; Сл – Сула; Бг – Бангай; Бт – Бутон; См – Сумба

"хаос" Тимора – результат столкновения Австралии с азиатскими островными дугами. При этом возникают разные представления о тектонических процессах, сопутствующих столкновению. Одни исследователи [18] постулируют субдукцию Австралийского континента под дугу Банда, другие [16, 24] считают, что в среднем плиоцене на край континента были совместно надвинуты (обдукция) с севера сложнодислоцированные аллохтонные массы азиатского происхождения и что в эти доплиоценовые покровы не вовлечены "австралийские фации", являющиеся параавтохтонными.

Внешнюю дугу огибает цепочка трогов (см. фиг. 1, 2), которые по положению соответствуют желобу, но существенно отличаются от обычных желобов. Глубина трогов небольшая (1,5–3,5 км), намного меньше, чем в соседних фронтальных котловинах, дно их плоское, ширина от 3 до 20 км. Фундаментом является континентальная кора, представляющая собой погруженную часть австралийского шельфа. В одном из трогов (Тиморском) пробурена скважина (262 DSDP), вскрывшая толщу четвертичных пелагических известняков, залегающих на мелководных карбонатных породах верхнего плиоцена. Согласно новым данным [27], покровно-чешуйчато-меланжевый комплекс древнее трога и поэтому не может рассматриваться как субдукционный. Пример Тимора отвечает представлениям о тектоногравитационном (а не субдукционном) образовании фронтально-дуговых аккреционных призм [1], хотя переносить этот пример на все системы островных дуг, по-видимому, опасно.

Севернее "петли Банда" расположена другая, восточная система дуг Индонезии. Поднятия с активными позднечетвертичными и современными вулканами образуют здесь почти меридиональные зоны: восточная охватывает архипелаг Халь-

махера, западная — острова Сангихе и самое северное окончание о-ва Сулавеси. Обе зоны разделены неглубоким Молуккским морем.

Архипелаг Х а л ь м а х е р а ограничен на юге широтной сдвиговой зоной Соронг, а на востоке — южным окончанием Филиппинского глубоководного желоба (см. фиг. 1). Вулканы расположены вдоль западной части архипелага (магматическая дуга с соответствующими продуктами — базальтами, андезитами, дацитами). Восточная его часть рассматривается как меланж [18], включающий офиолиты, голубые сланцы и глубоководные мезозойские и третичные осадочные породы. Согласно последним данным [19], Восточная Хальмахера интерпретируется как доолигоценая фронтальная дуга, отложения которой в позднем эоцене испытали "чешуйчатые деформации". Молодые вулканиты западной зоны залегают на эродированной поверхности островодужного комплекса, возраст которого датируется ранним мелом — ранним кайнозойем. До середины плиоцена вулканизм не проявлялся и формировались осадочные толщи, включающие наземные, мелководно-морские и относительно глубоководные образования. Затем началось формирование молодой островодужной системы. Ее фундаментом, таким образом, является дислоцированный комплекс старой островной дуги и покрывающих ее осадочных образований.

Дуга Сангихе существовала, вероятно, с миоцена [18]. Она состоит из мелких вулканических островов; многие вулканы действовали в историческое время. Доминируют андезиты, но встречаются базальты и дациты. Цепь вулканов продолжается на северное окончание о-ва Сулавеси и в восточные хребты центрального Минданао (Филиппины), сложенные неогеновыми вулканическими и осадочными породами и конусами молодых вулканов. Сейсмические профили показали отсутствие внешнего поднятия и фронтальной депрессии к западу от вулканической дуги, но к востоку они намечаются. Однако ни с одной стороны не выявляется поддвиг под дугу. Скорее отложения Молуккского моря надвинуты на ее основание. По обе стороны архипелага прослеживаются котловины и трог.

Между Калимантаном и Филиппинами расположены еще две системы поднятий северо-восточного простирания, интерпретируемые как островодужные; это Палаванская неогеновая дуга и дуга Сулу — более молодая, но в настоящее время неактивная. В обеих системах широко распространен полимиктовый меланж. Желоба расположены с северо-западной стороны дуг, т.е. ближе к континенту².

МОРСКИЕ БАССЕЙНЫ

Несколько условно морские бассейны можно разделить на три категории: шельфовые, промежуточные (глубоководные с широкими шельфами) и котловинные (глубоководные). К первым относятся Зондский шельф, включающий несколько котловин и Яванское море. Ко вторым принадлежат Южно-Китайское и Андаманское моря, находящиеся рядом с континентом, к третьим — многочисленные небольшие моря, расположенные в восточной части Индонезии.

З о н д с к и й ш е л ь ф подразделяется на три главные единицы [14]: северную — Тайландский залив (ширина ~ 400 км), центральную — "Сингапурская платформа" (900 x 700 км) и южную — Яванское море. Шельф покрыт мелким морем (глубины обычно < 100 м). Фундамент осложнен разломами, определившими его блоковое строение и контролирующими распределение поднятий (своды, хребты) и депрессий (троги, котловины). Последние часто являются ловушками осадочного материала. Они имеют разные размеры и формы; некоторые похожи на грабены. Котловины, расположенные непосредственно позади активной островной дуги, определяют как краевые депрессии (foredeeps). Их

² Строго говоря, это не обычные структуры глубоководных желобов, а задуговые трог (foredeeps); глубины их небольшие: максимальное значение для Палаванского "желоба" — 2,9 км [25].

примером может служить котловина Мадурa на юге Яванского моря. Геофизическими методами и бурением в пределах Зондской территории установлено несколько котловин с мощными (до 10 км) осадками. Соотношение фундамента и осадочного выполнения указывает на расширение котловин в процессе развития. В разных котловинах разрезы отличаются составом и мощностью, что обуславливает фаціальную изменчивость чехла в целом. Так, в одной из котловин (Малайской) вскрыты две толщи: нижняя (палеоген — средний миоцен) представлена мощной толщей глинистых сланцев, выше которых развита толща дельтовых и лагунных глинисто-песчаных отложений с лигнитами. В другой котловине (Тхай) весь вскрытый доолигоценый 3-километровый разрез представлен лагунно-дельтовым комплексом. Для котловин характерны затухающие кверху антиклинали и диапиры; с некоторыми из них связаны месторождения нефти [18].

В Яванском море ряд нефтяных скважин вскрыл фундамент. Возраст осадочного чехла постэоценовый. В основании его развита толща наземных и паралических существенно песчаных отложений, богатых кварцем. Питающая провинция — Калимантан. В южном направлении осадки становятся тоньше и среди них появляются прослой известняков. Выше развита карбонатная толща с многочисленными рифогенными постройками (верхний олигоцен — нижний миоцен), сменяющаяся терригенными отложениями. С песчаниками и рифами связаны многочисленные месторождения нефти. Известно также месторождение (Джатибаранч), где резервуаром служат туфы [2].

Южно-Китайское море тесно связано с центральной частью Зондского шельфа, и в физико-географическом отношении они являются единым бассейном. Центральная котловина моря представляет собой широкую абиссальную равнину глубиной около 4 км. Шельфы местами узкие, но чаще это обширные террасы и плато с отмелями, рифами и мелкими островами; особенно крупное (250 × 500 км) плато находится в юго-восточной части моря (о-ва Наньшачунь-дао), его считают осевшим блоком континента [18]. На промежуточных глубинах, между краем шельфа и центральной равниной, рельеф дна неровный, осложненный подводными вулканическими горами, грабенами, изометричными поднятиями и хребтами, возвышающимися над дном иногда до 2,5 км; они предохраняют море от большого наплыва осадочного материала, выносимого реками.

По геофизическим данным, осадочный чехол в котловине имеет двучленное строение. Нижняя его часть (до 1—1,5 км) представлена полого деформированными пелагическими осадками (прозрачный слой), повторяющими поверхность фундамента; верхняя часть (до 2 км) — стратифицированная пологозалегающая турбидитная толща. Она имеет наибольшую мощность на юго-западе и, очевидно, образуется за счет выноса материала с Зондского шельфа. Главный депоцентр расположен на юго-востоке, в Саравакской котловине, близ Калимантана.

Центральная котловина подстилается корой океанического типа (толщина 6 км), а периферия имеет сиалическое основание. Линейные магнитные аномалии указывают на активный спрединг в интервале 32—17 млн. лет назад [4].

Андаманское море расположено западнее п-ова Малакка и отделено от Бенгальского залива Андаманско-Никобарским островным архипелагом. Это небольшой (максимальная ширина 650 км), но структурно довольно сложный бассейн [28]. Восточную половину его составляет шельф, основанием которого являются складчатые толщи палеозоя и мезозоя. Внутренний шельф отделен 100-метровым эскарпом от внешнего шельфа (терраса Мергуи), покрытого реликтовыми песками. На севере в море впадает р. Иравади, осадки которой образовали обширный аккумулятивный шельф (дельта-шельф). Глубокая часть бассейна состоит из восточной депрессии (глубина воды 2,5 км) и центрального трога (3 км). Рельеф дна осложняется подводными горами. Море возникло в результате спрединга, начавшегося, по одним данным, в середине третичного периода [5, 18], по другим [4] — в позднем миоцене; бассейн и в настоящее время

находится в стадии растяжения. Рифты имеют ВСВ направление и рассечены сдвигами.

К третьей категории относятся моря — Сулу, Сулавеси, Банда, Молуккское, Горонтало (залив), Макаassarское (пролив) и др. Они различаются размерами и в целом представляют сложную мозаичную или "петельчатую" область между Калимантаном, Филиппинами, Хальмахерой и дугой Банда.

М о р е С у л у (см. фиг. 1) — небольшое (длина ~650 км, ширина 400 км). В средней его части проходит подводная гряда Кагаян, вулканического происхождения, представляющая собой цепочку возвышенностей северо-восточного простирания. Вершины их увенчаны рифами. Наибольшая глубина моря достигает 5 км. Фундамент котловины базальтовый с многочисленными возвышенностями, однако осадки в значительной мере выровняли рельеф дна. Мощность осадочного чехла на северо-западе достигает 4 км, на юго-востоке — 2 км.

М о р е С у л а в е с и отделено от рассмотренного островным архипелагом Сулу, а на востоке ограничено активной вулканической дугой Сингхе (см. фиг. 1). Кора океанического типа (6–7 км), возраст ее эоценовый (42–47 млн. лет). Шельфы моря довольно узкие, дно ровное, с глубинами 4–5 км. Море соединяется с океаном через пролив южнее о-ва Минданао. Широкая центральная котловина покрыта тонкими вулканогенными и терригенными илами [22]; сейсмикой установлен мощный турбидитный клин, утончающийся к востоку; питание обломочным материалом происходило, по-видимому, с Калимантана [18].

М о р е Б а н д а находится в тылу вулканической дуги того же названия в петле ее изгиба (см. фиг. 1, 2). Кора здесь океанического типа. Топография дна сложная. Главные элементы — две котловины, разделенные хребтом, поднимающимся до глубины < 2 км. В среднем глубина воды в котловинах от 4 до 6 км. Осадочный чехол имеет мощность до 1,2 км. Дно неровное (особенно в южной котловине), осложненное структурными и вулканическими поднятиями; некоторые из них частично захоронены осадками. Последние представлены пелагическими фациями мощностью до 200 м, а также терригенными и вулканокластогенными турбидитами, выполняющими депрессии [18].

М о л у к к с к о е м о р е расположено между вулканическими архипелагами Сангхе и Хальмахера³, имеет ширину ~250 км, протяженность ~900 км и глубину ~2300 м. В средней его части прослеживается широкое продольное подводное поднятие (глубина ~800 м) с редкими островами — хр. Талауд. Дно моря очень неровное. На островах обнажается полимиктовый меланж с линзами базальтов, серпентинитов и других пород офиолитовой ассоциации; много в нем и радиоляриевых яшм, встречаются мергели и песчаники; самые молодые породы эоценовые. Ширина распространения меланжа 150 км, а мощность оценивается в 20 км. Очевидно, он целиком "подстилагет" море и прослеживается к северу, на о-в Минданао. Широкое развитие меланжа связывают со столкновением двух магматических дуг, направленных выпуклостью одна к другой. С каждой из них ассоциируют зоны глубокофокусных землетрясений, наклоненных в сторону от Молуккского моря. От южного окончания Молуккского моря отходит на запад почти под прямым углом крупный залив — Горонтало, расположенный между северным и восточным "рукавами" о-ва Сулавеси. В физико-географическом отношении его можно рассматривать как часть Молуккского моря. На востоке залив представляет собой котловину глубиной более 4 км. На поднятии в средней части залива расположен активный "щелочной вулкан" Уна-Уна.

М а к а с с а р с к и й п р о л и в разделяет острова Калимантан и Сулавеси (см. фиг. 1). Структурно он отличается от рассмотренных морей. Ширина пролива 100–250 км, длина ~800 км. В нем имеются две депрессии — северная и южная,

³ Через Молуккское море проходит раздел между Филиппинско-Индонезийской и Меланезийской островодужными системами [10, 11].

глубиной ~ 2000 м, разделенные поперечным разломом. Анализ геологических материалов позволил предположить, что до середины палеогена Калимантан и Сулавеси представляли единый массив, а пролив возник в результате последующего спрединга и перемещения блока Сулавеси на восток по отношению к Калимантану. Полное разделение произошло к миоцену. Кора в проливе океаническая. Шельф узкий на востоке и широкий на западе, где в море впадают реки, образующие мощные дельтовые накопления (с ними связаны нефтяные залежи). Особенно крупная дельта у р. Махакам; с миоцена в ней накопилось около 8 км осадков [2].

МАЛЫЕ КОНТИНЕНТЫ

К ним принадлежат крупные острова: Калимантан и Сулавеси. Изучение их сыграло исключительно большую роль в восстановлении истории развития Индонезии. Но вопрос этот специальный. В статье кратко рассмотрена геология островов лишь потому, что они являются неотъемлемой частью архипелага и влияют как прямо, так и косвенно на седиментацию.

К а л и м а н т а н имеет довольно сложное геологическое строение. К юго-западной его части приурочен наиболее древний элемент — геоблок [10], образованный досреднекарбонным кристаллическим ядром и в разной степени метаморфизованными и деформированными осадочными и вулканическими породами позднего палеозоя и мезозоя. Среди них различаются как глубоководные фации пермокарбона, триаса и юры (спилитово-кремнистая, флишевая), так и мелководные (органогенные известняки, горючие сланцы). Меловые отложения залегают с угловым несогласием и представлены в основном мергельно-известняковой фацией [3]. Характерны гранитоидные плутоны, главным образом меловые. Для кайнозоя геоблок рассматривается как кратон, в строении которого участвуют формации раннегеосинклинального типа. Кратон прослеживается на юг под осадочный чехол центральной и западной частей Яванского моря [10].

К северу и востоку от древнего геоблока развиты кайнозойские породы, покрывающие приблизительно 75% территории острова. На большей его части (западной и центральной) они слагают три субпараллельные зоны (Кучинг, Сибу, Миру [12]), расположенные в виде полумесяца, выпуклого на юго-восток (см. фиг. 1). Они образованы преимущественно палеогеновыми отложениями, представленными разными формационными комплексами: спилитово-яшмовым, флишевыми (граувакковый и "сиалический" флиш), карбонатными и терригенными (мелководно-морскими и наземными). Для каждой зоны характерны определенные отложения и свой стиль деформации. Особенно выделяется средняя зона (Сибу) — складчато-надвиговая с полимиктовым меланжем вдоль южного края [4, 18]. Неоген (миоцен) образован мелководными и наземными отложениями, обычно залегающими несогласно на палеогене, в том числе и на меланже. По-видимому, две северные зоны представляют собой фрагменты геосинклинальных структурно-формационных комплексов, тектонически причлененных к древнему геоблоку (кратону). Зону Сибу иногда относят к "эвгеосинклинальной борозде" [12], а иногда к желобу [18]; меланж и характер деформаций этой зоны очень похожи на соответствующие образования внутреннего склона Яванского желоба и внешнего хребта дуги Суматра (о-в Нias). В зонах Сибу и Кучинг встречаются позднепалеогеновые и неогеновые наземные вулканы: плаггиолипариты, базальты, андезиты. Это подтверждает "островодужный характер" территории. Разрез зоны Миру начинается батинальным флишевым комплексом, выше которого развиты мелководно-морские карбонатные отложения, и заканчивается терригенной (дельтовой) толщей. Такая смена, по-видимому, обусловлена "перекompенсацией" погружения осадкообразованием. Зону связывают с миогеосинклинальным прогибом [12] или с фронтально-дуговой котловиной [18].

Восточная зона Калимантана отличается от рассмотренной характером отложе-

ний и направлением структур (преимущественно субмеридиональное, за исключением самой северной части острова). На юге (хр. Мератус) прослеживается полоса из мел-нижнепалеогеновых офиолитов, полимиктового меланжа, голубых и зеленых сланцев, радиоляритов, пелагических известняков, а также монцонитов и роговообманковых андезитов. Выше несогласно залегают латерально изменчивые толщи кайнозоя (начиная с эоцена). Палеоген в нижней части представлен грубообломочными наземными образованиями, которые вверх по разрезу становятся менее грубыми и содержат прослой мергелей и известняков (морские фацции); заканчивается палеоген рифогенными известняками. Неоген выражен регрессивной серией, главную часть которой слагают песчано-глинистые параличские и наземные часто угленосные толщи. Зона представляла собой в то время систему прогибов с мощностью осадков 7–12 км [3]. Два крупных седиментационных бассейна (депоцентра) – Кутей и Таракан расположены на переходе между восточной окраиной Калимантана и Макаassarским проливом (одна часть бассейна находится на суше, другая в море), являющихся местом впадения рек.

На северо-востоке Калимантана (штат Сабах) также широко распространены офиолиты и меланж, но они здесь имеют иное простирание, образуя ороклины в целом северо-западного направления. В восточной части штата присутствуют вулканические породы, являющиеся продолжением островной дуги Сулу.

Сулавеси – один из наиболее гористых островов Индонезии. Самые древние породы – доверхнетриасовые кристаллические сланцы фундамента. История Сулавеси сложная. Здесь проявилось несколько фаз складчатости, метаморфизма и внедрения гранитоидов [6]. Остров состоит из двух зон. Западная зона имеет вид дуги, выпуклой на северо-запад. Нижняя часть разреза представлена домеловыми офиолитами и меланжем, включающим мезозойские базальты, яшмы и известняки. Выше развиты флишеподобные, местами сильно рассланцованные, отложения, вероятно палеоценовые, но их соотношение с меланжем неясно. Позднепалеогеновые – раннемиоценовые умеренно деформированные толщи представлены мелководно-морскими, параличскими и наземными карбонатными и терригенными отложениями, сходными с отложениями, развитыми на востоке Калимантана. С конца раннего миоцена условия резко изменились: началась вулканическая деятельность, сопровождаемая накоплением больших масс вулканокластики. Вулканизм островодужного типа, но с большим количеством кремнекислого материала. В настоящее время активные вулканы сохранились только в северной части зоны – на переходе ее в островную дугу Сангихе.

Восточная зона Сулавеси в значительной части имеет чешуйчато-надвиговое строение; офиолитово-меланжевые пластины чередуются с пластинами метаморфических и осадочных пород. Наблюдается определенная зональность в строении надвигового комплекса. На западе преобладают ультрамафиты с подчиненным количеством габроидов и зеленокаменных пород, "тектонически переслоенные" мезозойскими преимущественно пелагическими батинальными [6] осадочными образованиями (кремни, серые и красные мергели); к востоку осадочных пород становится все больше и среди них появляются палеогеновые. Еще восточнее чешуйчатый комплекс состоит из эоцен-нижнемиоценовых мелководных отложений (известняки, кварцевые песчаники). Неоген залегают несогласно на всех перечисленных образованиях (включая меланж) и представлен мощной трансгрессивно-регрессивной серией, получившей название "моласса Целебеса".

Меланж и чешуйчато-надвиговые структуры Восточной зоны относят к внешнему невулканическому поднятию дуги [10], при этом в их образовании большое значение придают субдукции [18]. Однако обращает на себя внимание отсутствие сопряженного желоба, обычного для постулируемой обстановки. В связи с этим возникает подозрение, что меланж здесь не результат субдукции, а скорее коллизионное образование.

Сочленение Восточной и Западной зон отмечено резким контактом и присутствием глаукофановых сланцев, меланжа и меланитов.

На юге и севере зоны разделены глубокими (1–2 км) трогами (заливами) — соответственно Боне и Горонтало, осадочный чехол в которых достигает 5 км. Они, по-видимому, возникли в результате растяжения коры.

Приведенные материалы можно интерпретировать по-разному, но очевидно, что каждый из малых континентов состоит из "тектонического соединения" разных блоков (особенно четко это проявляется на Калимантане). Если исключить древний геоблок, то такие блоки близки по формационному составу к основным структурным элементам современного Индонезийского островодужного архипелага, хотя возраст соответствующих отложений на малых континентах, как правило, древнее. Вместе с тем здесь (как и в складчатом фундаменте современных островных дуг) присутствуют спилитово-яшмовые толщи, которых нет в позднекайнозойско-четвертичном разрезе.

МЕЛКИЕ ФРАГМЕНТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ("МИНИ-КОНТИНЕНТЫ")

Одна часть этих фрагментов имеет австралийское происхождение, а другая — азиатское.

К первым принадлежат три блока (см. фиг. 1, 2): острова Сула-Бенгай, Бери-Серам и Бутон с погруженной платформой (125 × 200 км). Сула-Бенгай расположен на узком (25–175 км) подводном поднятии широтного простирания. Сходство разрезов позволило считать, что блок был оторван от Новой Гвинеи и перемещен к западу по сдвиговой зоне Соронг. Другие два блока некоторыми исследователями [15] считаются фрагментами, отделившимися от о-ва Сула. Все три блока имеют весьма сходное геологическое строение. В основании здесь развиты палеозойские метаморфические сланцы и гранитоиды. Триас представлен шельфовыми и батинальными известняками, глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками. Затем следует перерыв, охватывающий разные интервалы нижней и средней юры, очевидно, связанный с периодом раскола Гондваны и перемещением Австралийского блока. Юрско-меловой разрез образован глинистыми сланцами и известняками, а в основании конгломератами; все это мелководно-морские фации [26].

Фрагменты азиатского происхождения находятся в северной части Индонезийского архипелага (см. фиг. 1). К ним принадлежит блок, охватывающий часть о-ва Палаван, прилежащие мелкие острова и южную половину о-ва Миндоро (Филиппины). Здесь на сильнодеформированных метаморфитах развиты слабо-метаморфизованные кварцевые кластиты и пермские — верхнетриасовые известняки; встречены плутоны кварцевых монзонитов, гальки которых присутствуют в верхнеюрских конгломератах. Палеозойские и мезозойские отложения сходны с таковыми района юго-востока Азии [18], что и дало повод считать блок фрагментом Азиатского континента, перемещенным в позднем мелу или палеогене к востоку, в результате рифтинга. Западнее о-ва Палаван расположен другой континентальный фрагмент (Спратли), опустившийся и раздробленный на блоки. Это район отмелей, банок и подводных плато, разделенных депрессиями. На одной из банок (Рид) пробурена скважина, достигшая меловых отложений; нижняя, доверхнеолигоценовая часть разреза представлена сиалическими терригенами разной гранулометрии, среди которых присутствуют наземные (палеоцен), мелководно-морские и батинальные фации; отмечено несколько несогласий. Верхняя часть разреза образована мощной толщей известняков. К континентальным фрагментам относятся также о-ва Сиша (Парасельские) и отмели банки Макклесфилд, расположенные в северо-западной части Южно-Китайского моря.

Таким образом, можно заключить, что Индонезийская геосинклинальная область в структурном отношении гетерогенна и представляет собой сложную мозаику континентальных блоков, вулканических поднятий, глубоководных желобов и котловин. Кайнозойская история области сопровождалась существенными структурными перестройками [10] и неоднократным проявлением орогенеза;

это эоценовая, среднемиоценовая и позднеплиоценовая кульминации [17]. Очевидно, позднекайнозойско-современная система может быть отнесена к поздней стадии геосинклинального развития, когда преобладают процессы сжатия, формируются складчатые пояса, в больших размерах возникает меланж, но вместе с тем существуют зоны растяжения и крупные участки океанической коры. В морфологическом плане Индонезия – область контрастов: участки горной суши здесь сочетаются с глубокими депрессиями и обширными мелководными шельфами. Все это существенно сказывается на формировании осадочных накоплений.

Список литературы

1. Антипов М.П. Строение внешнего склона Зондской островной дуги (по сейсмическим материалам) // Бюл. МОИП, Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 25–32.
2. Баженова О.К., Зорина Ю.Г., Родникова Р.Д. Нефтеобразование в бассейнах Индопацифика // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 46–51.
3. Ван Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 394 с.
4. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 194 с.
5. Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском мелководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 327–339.
6. Одли-Чарлз М.Дж. Дуги Банда // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 419–436.
7. Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
8. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 238 с.
9. Хаин В.Е. Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. Статья 2 // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 7.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 333 с.
11. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 290 с.
12. Хейл И.С. Калимантан // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977.
13. Audley-Charles M.G. The Sumba fracture – a major discontinuity between eastern and western Indonesia // Tectonophysics. 1975. V. 26. № 3/4. P. 213–228.
14. Ben-Avraham Zvi, Emery K.O. Structural framework of Sunda Shelf // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. V. 57. № 12. P. 2323–2366.
15. Bowin C., Purdy G.M., Johnston Ch. e.a. Arc-Continent Collision in Banda Sea Region // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. V. 64. № 6. P. 868–915.
16. Carter D.J., Audley-Charles M.G., Barber A.J. Stratigraphical analysis of island arc-continental margin collision in eastern Indonesia // J. Geol. Soc. London. 1976. V. 132. Pt 2. P. 179–198.
17. Crostella A. Geosynclines and Plate Tectonics in Banda Arcs, Eastern Indonesia // Bull. Amer. Petrol. Geol. 1977. V. 61. № 12. P. 2063–2081.
18. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian Region // Geol. Surv. Profes. Paper. 1979. № 1078.
19. Hall R. Plate boundary evolution in the Halmahera region, Indonesia // Tectonophysics. 1987. V. 144. № 4. P. 337–352.
20. Katili T.A. Volcanism and Plate Tectonics in Indonesian Island Ares // Tectonophysics. 1975. V. 26. № 3/4. P. 165–188.
21. Ketner K.B., Kastowo, Modjo S. e.a. Pre-Eocene rocks of Java, Indonesia // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1976. V. 4. № 5. P. 605–614.
22. Kuenen Ph.H. Marine Geology. N.Y.: J. Willey & Sons, 1950. 568 p.
23. Moor G.F., Karig D.E. Structural geology of Nias island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics // Amer. J. Sci. 1980. V. 280. № 3. P. 193–223.
24. Norvick M.S. The tectonic history of the Banda Arcs, eastern Indonesia: a review // J. Geol. Soc. London, 1979. V. 136. Pt 5. P. 519–527.
25. Parke M.L., Emery K.O., Szymankiewicz R. e.a. Structural framework of Continental margin in South China Sea // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1971. V. 55. № 5. P. 723–751.
26. Pigram C.J., Panggabean H. Age of the Banda Sea, eastern Indonesia // Nature. 1983. V. 301. № 5897. P. 231–234.
27. Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rupture // Tectonophysics. 1987. V. 140. № 2–4. P. 121–129.
28. Rodolfo K.S. Sediments of the Andaman Basin, Northeastern Indian Ocean // Marine Geol. 1969. V. 7. № 5. P. 371–402.
29. Von der Borch C.C., Grady A.E., Hardjoprawiro S. e.a. Mesozoic and late tertiary submarine fan sequences and their tectonic significance, Sumba, Indonesia // Sediment. Geol. 1983. V. 37. № 1/2. P. 113–132.

УДК 552.5:551.89(265.6)

Астахов А.С., Марков Ю.Д., Чинь Тхе Хиену

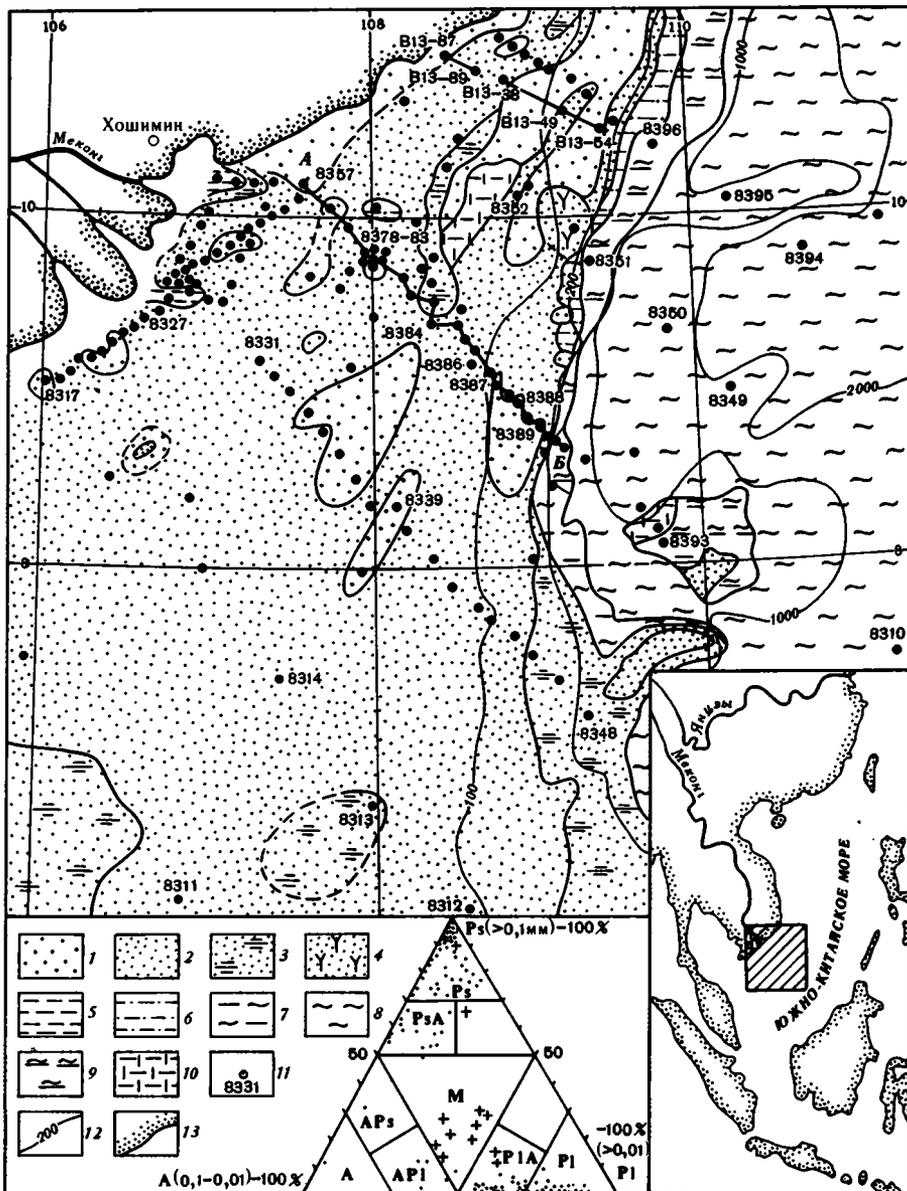
ВЛИЯНИЕ РЕКИ МЕКОНГ НА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ

На основе поликомпонентной классификации составлена карта распределения осадков на южновьетнамской материковой окраине. По данным минералогического и петрографического анализов и распределения некоторых компонентов (железа, меди, марганца, никеля, кобальта и др.) на шельфе выделены зона, сложенная дельтовыми отложениями р. Меконг, и зона осадков смешанного состава. Установлено, что голоценовые осадки на шельфе приурочены к его внутренней зоне, внешняя его часть представляет в основном область транзита для современного седиментогенеза.

Река Меконг является одной из крупнейших по величине водного ($387 \text{ км}^3/\text{год}$) и твердого (170 млн. т/год) стоков [6] в бассейне Тихого океана. Поставляемый ею материал в течение почти всего кайнозоя заполнял континентальные и шельфовые прогибы в районе современного шельфа Сунда и формировал тела бокового наращивания на склоне котловины Южно-Китайского моря [5]. Миоценовые дельтовые и авандельтовые отложения в настоящее время рассматриваются как основной объект для поиска нефти и газа в регионе. Распределение материала, выносимого р. Меконг, в современных условиях изучено недостаточно. Известно, что часть его наращивает подводную дельту со скоростью $80\text{--}100 \text{ м/год}$ [6]. Здесь же (скв. 8) выявлена максимальная (53 м) мощность голоценовых отложений [3]. При удалении от устья наблюдается резкое уменьшение мощности голоценовых отложений, и уже в большей части внешнего шельфа на поверхность дна выходят реликтовые голоценовые или более древние отложения.

По нашим данным, в районе 50-метровой изобаты на станциях 8378, 8387, 8313 (фиг. 1) мощность голоцена не превышает $0,5\text{--}0,7 \text{ м}$. На материковом склоне Южно-Китайского моря, примыкающем к приустьевому шельфу, существенных аномалий в скоростях современного осадконакопления не установлено. На основе данных эпизодических наблюдений за распределением взвешенных наносов от устья р. Меконг в южном и юго-западном направлениях [1, 11], но с составом донных осадков это не сопоставлено. Кроме того, недостаточно изучено перемещение наносов в регрессивные периоды плейстоцена, когда они могли выноситься непосредственно на материковый склон. Целью настоящей работы было выявление литологических признаков осадков, сформированных материалом твердого стока р. Меконг, и участков их накопления в юго-западной части Южно-Китайского моря (см. фиг. 1) в трансгрессивный (голоценовый) и регрессивный (позднеюрмский) этапы. Для этого было проведено: а) изучение литологических особенностей отложений; б) последующий фациально-генетический анализ этих отложений с расчленением на осадочные тела, сформированные в различные этапы позднеюрмской трансгрессии; в) выявление на примере современных отложений литологических признаков осадков, образованных терригенным веществом р. Меконг; г) анализ литодинамической обстановки в период максимальной регрессии ($15\text{--}18 \text{ тыс. лет}$ назад).

Изучены пробы осадков, полученные дночерпателями и гидростатическими



Фиг. 1. Позднечетвертичные осадки южновьетнамской материковой окраины (заштрихованный участок на врезке — местоположение района исследований)

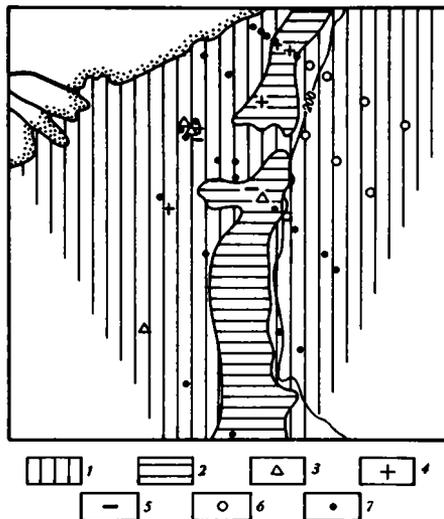
Литологические типы осадков: 1-2 — псаммиты Ps (1 — средне-крупнозернистые, 2 — мелкозернистые); 3 — алевритовый псаммит PsA; 4 — псаммит нерасчлененный с современной пирокластикой; 5 — алеврит A; 6 — псаммитовый алеврит APs; 7 — пелитовый алеврит APi; 8 — пелит Pi; 9 — алевритовый пелит PIA; 10 — миктиты нерасчлененные M; 11 — станция и ее номер; 12 — изобаты, м; 13 — береговая линия. На треугольнике гранулометрического состава точками указаны результаты анализа морских осадков, крестиками — кор выветривания и континентальных отложений на шельфе

трубками ГСП-2 на шельфе и материковом склоне Южно-Китайского моря (см. фиг. 1). Непосредственно на борту судна определяли физические показатели осадков (влажность, объемный вес, пористость, содержание карбоната кальция газообъемным методом [2], палеомагнитные характеристики), изготавливали и изучали микроскопические препараты. Гранулометрический и спектральный полуколичественный анализы выполняли в Центральной лаборатории ПГО "Приморгеология". Минералогический анализ выполнялся по стандартной для морских осадков методике для фракций 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм, а также путем подсчета в искусственных шлифах под микроскопом на интеграционном столике. Содержание железистых конкреций в осадках определяли количественно-массовым методом: подсчитывали количество конкреций в каждой гранулометрической фракции и затем суммировали с учетом массы каждой фракции. Возраст осадков обоснован радиоуглеродными датировками, выполненными по стандартной методике Н.Н. Ковалюхом (Институт геохимии и физики минералов АН УССР), определениями изотопного состава кислорода раковин фораминифер (С.А. Горбаренко, ТОИ ДВНЦ АН СССР), данными фораминифероанализа, проведенного С.П. Плетневым (ТИГ ДВНЦ АН СССР) и О.А. Ткалич (ТОИ ДВНЦ АН СССР), определениями видового состава и экологии макрофауны (Г.А. Евсеевым, ИБМ ДВНЦ АН СССР). Расчленение осадков на литологические (гранулометрические) типы и фации производилось на основе классификаций, использованных ранее для Японского моря [7, 8].

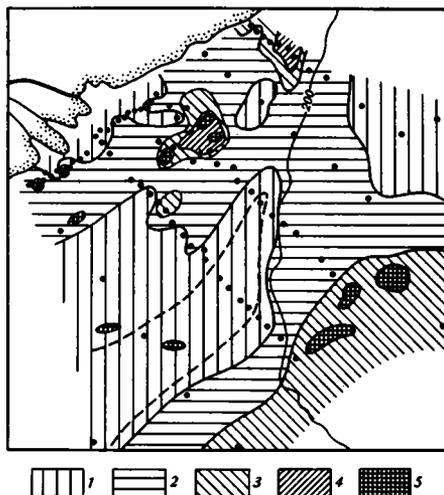
Преобладающим типом поверхностных осадков на южновьетнамском шельфе являются мелкозернистые псаммиты, на примыкающем материковом склоне — пелиты (см. фиг. 1). Это соотношение в общих чертах сохраняется для всей верхней части осадочного чехла (на глубину 2–3 м), с некоторым увеличением доли алевритовых разностей. Сохраняется также общая тенденция наличия двух популяций осадков — псаммитовой и пелитовой — почти без переходных типов (см. фиг. 1, треугольник). Этот факт свидетельствует о высокой степени гидравлической дифференциации терригенного и биогенного материалов при осаждении в морских условиях. Смешанный гранулометрический состав, по которому отложения могут быть отнесены к миктитам (см. фиг. 1, треугольник), характерен в изученном районе только для континентальных отложений и кор выветривания, вскрытых в отдельных местах под морскими отложениями (фиг. 2). Коры выветривания представлены плотными пестроокрашенными (от серо-голубого до голубовато-коричневого цвета) микритами, сформированными предположительно по неогеновым осадочным и вулканогенно-осадочным породам. Континентальные отложения более разнообразны по гранулометрическому составу, возрасту и условиям образования. Среди них преобладают аллювиальные слюдистые псаммиты и лагунно-дельтовые миктиты. Перекрывающие их морские отложения на шельфе представлены трансгрессивной толщей, сложенной линзами полифациальных отложений, формировавшихся при различных положениях уровня моря. Возможности использованных стратиграфических методов позволяют расчленить их на позднеплейстоценовые и голоценовые (см. фиг. 2), в рамках которых для дальнейшей детализации выделяются фации. Для удобства описания они объединены в группы: литоральная (пляжа), берегового склона (до 20–30 м), внутреннего шельфа (от 20–30 до 50–55 м), внешнего шельфа (от 50–55 м до бровки шельфа).

Голоценовые осадки наиболее распространены на внутреннем шельфе и встречаются на внешнем (в виде тонкого слоя на юге района). С поверхности они представлены терригенными мелкозернистыми, реже средне-, крупнозернистыми и алевритовыми псаммитами, алевритами, псаммитовыми алевритами (см. фиг. 1) и иногда биогенными карбонатными, в основном коралловыми кластогенными осадками (фиг. 3).

В прибрежной части внутреннего шельфа распространены преимущественно мелкозернистые псаммиты фаций берегового склона и пляжа. На севере района



Фиг. 2. Возраст и генезис позднечетвертичных отложений южно-вьетнамской материковой окраины
 1 – голоценовые; 2 – позднелейстоценовые; 3–6 – станции с отбором колонок осадков, вскрывшие: 3 – коры выветривания, 4 – прибрежно-морские (пляжевые) отложения, 5 – предположительно континентальные отложения, 6 – отложения позднелейстоценового конуса выноса на материковом склоне и в котловине; 7 – прочие колонки



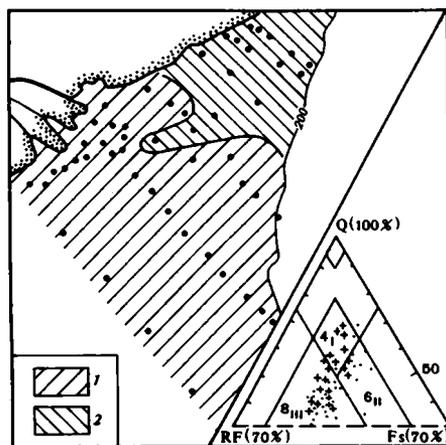
Фиг. 3. Содержание карбоната кальция в осадках, %
 1 – < 10 (в пределах штриховой линии – менее 5); 2 – 10–20;
 3 – 20–30; 4 – > 30; 5 – участки с аномально высоким и неравномерным содержанием (банки)

эти отложения расчленяются с выделением среднезернистых псаммитов (табл. 1), относящихся к фации пляжа. Они представлены зеленовато-серыми мезомиктовыми кварцевыми и собственно аркозовыми¹ (фиг. 4) слабоизвестковистыми (см. фиг. 3) осадками с примесью ракушечного детрита и целых раковин. Содержание кварца в них составляет 69,3–71,7%, полевых шпатов 19,2–25,2%, облом-

¹Здесь и далее минеральный состав осадков приведен по классификации В. Д. Шутова [9].

| Фракции, мм | Внутренняя зона шельфа (современные осадки) | | | | Внешняя зона шельфа (репиктовые осадки) |
|-------------------|---|------------------------------|-----------------------------|--------------------------|---|
| | фации берегового склона | | фации внутреннего шельфа | | фации пляжа и берегового склона |
| | псаммиты среднезернистые (3) | псаммиты мелкозернистые (11) | псаммиты мелкозернистые (5) | псаммиты алевритовые (4) | псаммиты крупнозернистые (3) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| > 10 | — | 0,0–0,32 0,03 | 0,0–0,53 0,15 | 0,0–4,49 1,12 | — |
| 10–7 | — | 0,0–2,38 0,27 | 0,0–1,47 0,29 | 0,0–1,84 0,46 | — |
| 7–5 | — | 0,0–4,89 0,65 | 0,0–2,04 0,55 | 0,0–2,0 0,52 | — |
| 5–3 | — | 0,0–6,52 1,0 | 0,0–2,54 0,93 | 0,0–4,96 1,42 | — |
| 3–2 | 3,05–5,06 4,25 | 0,0–6,60 1,45 | 0,04–15,17 3,26 | 0,0–1,50 0,42 | 4,99–12,11 8,11 |
| 2–1 | 3,94–5,19 4,40 | 0,0–7,94 3,28 | 4,70–11,50 6,93 | 2,09–10,50 6,64 | 15,52–27,33 22,61 |
| 1–0,5 | 17,85–20,05 19,07 | 1,26–12,33 4,78 | 2,35–11,11 6,26 | 2,99–8,21 6,44 | 28,08–36,73 32,36 |
| 0,5–0,25 | 35,35–43,39 39,25 | 4,12–30,70 13,39 | 7,52–18,31 12,16 | 6,72–14,92 10,94 | 15,06–30,79 20,65 |
| 0,25–0,1 | 20,34–31,21 26,88 | 43,09–83,53 67,27 | 32,39–68,13 48,82 | 15,31–41,87 31,71 | 8,08–11,60 9,79 |
| 0,1–0,05 | 1,98–3,45 2,52 | 0,62–14,20 3,32 | 1,47–19,12 7,53 | 21,38–25,87 24,0 | 0,25–0,61 0,44 |
| 0,05–0,01 | 0,23–0,81 0,44 | 0,12–7,94 3,10 | 0,19–11,60 6,68 | 6,04–14,42 10,59 | 0,11–0,34 0,19 |
| 0,01–0,005 | 0,0–0,88 0,29 | 0,0–3,19 0,45 | 0,0–1,06 1,12 | 0,53–4,32 2,49 | 0,55–2,06 1,26 |
| 0,005–0,001 | 0,0–2,36 0,87 | 0,0–1,19 0,19 | 0,0–15,05 4,19 | 0,0–4,59 1,53 | 1,16–4,50 2,82 |
| < 0,001 | 0,57–3,27 2,03 | 0,0–4,02 0,76 | 0,0–2,92 1,08 | 0,0–6,87 1,72 | 0,0–3,35 1,77 |
| <i>Md</i> | 0,33–0,38 0,36 | 0,15–0,24 0,19 | 0,16–0,24 0,19 | 0,10–0,21 0,15 | 0,53–0,70 0,63 |
| <i>Hr</i> | 0,60–0,63 0,62 | 0,27–0,64 0,44 | 0,52–0,74 0,64 | 0,67–0,86 0,73 | 0,67–0,70 0,68 |
| CaCO ₃ | 17,28–27,84 21,76 | 9,84–27,20 13,51 | 7,20–34,08 23,02 | 14,64–41,04 28,50 | 12,80–27,84 18,03 |

Примечание. В этой и следующих таблицах в числителе – пределы содержания, в знаменателе – среднее содержание фракций, в скобках число анализов. *Hr* – значение нормированной энтропии.



Фиг. 4. Минеральный состав осадков шельфа

1 – полевошпато-кварцевые граувакки (8III); 2 – преимущественно граувакковые аркозы (6II) и мезомиктовые кварцевые псаммиты (4I). На врезке классификационный треугольник по В.Д. Шутову [9]: Q – кварц, Fs – полевые шпаты, RF – обломки пород и темноцветные минералы. Крестиками обозначены результаты анализа современных и реликтовых псаммитов мелководных фаций (сублиторали, литорали, берегового склона), точками – приглубых шельфовых фаций (внешнего и внутреннего шельфов)

ков пород 3,1–11,5%, темноцветных минералов 1,3–1,5%. Обломки пород, среди которых преобладают слабоокатанные, представлены базальтами, их туфами, гранитоидами и метаморфическими породами (кварцитами). Минеральный состав тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм приведен в табл. 2 (графа 4). Осадок, по-видимому, образован в основном за счет абразии коренных пород берега, в меньшей мере – аллювием небольших горных рек.

Мелкозернистые псаммиты берегового склона с глубинами 20–30 м представлены серыми с зеленоватым оттенком, слабоизвестковистыми с ракушечным детритом и примесью отдельных целых раковин, комочков плотной глины и дресвы выветрелых базальтов. Они обычно умеренно (Hr 0,27–0,43), реже – плохо (Hr 0,52–0,64), сортированные, с преобладанием мелкопсаммитовой фракции (табл. 1, графа 3). Зерна минералов и обломки пород слабо окатаны, нередко встречаются угловатые неокатанные зерна. На внутреннем шельфе мелкозернистые псаммиты серые, светло-серые и зеленовато-серые, от вышеописанных они отличаются худшей сортировкой (см. табл. 1, графу 4), меньшим содержанием мелкопсаммитовой фракции, большим – алевритовой и глинистой. Эти осадки сформировались, вероятно, в раннем голоцене в зоне активного волнового воздействия на береговом склоне, а затем при трансгрессии попали в зону периодического штормового воздействия. В этих условиях произошел дополнительный привнос материала в осадок и перестройка его структуры, очевидно под действием однонаправленного водного потока. По минеральному составу мелкозернистые псаммиты берегового склона на севере района относятся к группе мезомиктовых кварцевых и граувакковых аркозов. В тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм, как и в среднезернистых псаммитах, среди рудных минералов преобладают ильменит и лейкоксен, в темноцветных возрастает содержание эпидота, а в аксессуарных увеличивается количество силлиманита, сфена, турмалина и несколько уменьшается содержание циркона (см. табл. 2, графу 4). В южной части внутреннего шельфа и вблизи устья р. Меконг описываемые мелкозернистые псаммиты относятся уже к группе полевошпат-кварцевых граувакк (см. фиг. 4). Обломки

Минеральный состав тяжелой подфракции голоценовых (современных и реликтовых) осадков, %

| Минералы | Внутренняя зона шельфа (современные осадки) | | | | Внешняя зона шельфа (реликтовые осадки) |
|----------|---|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|---|
| | фации пляжа и берегового склона | | | фации внутреннего шельфа | фации пляжа |
| | южная часть района | северная часть района | | южная часть района | северная часть района |
| | псаммиты мелкозернистые (7) | псаммиты среднезернистые (3) | псаммиты мелкозернистые (6) | псаммиты мелкозернистые (12) | псаммиты крупно-, реже мелкозернистые (5) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |

Рудные:

| | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Магнетит | Зн | Ед | Ед | Зн | $\frac{0,0-2,3}{0,46}$ |
| Ильменит | $\frac{2,4-18,0}{9,01}$ | $\frac{64,0-85,0}{72,13}$ | $\frac{25,0-66,7}{50,82}$ | $\frac{3,3-22,7}{7,82}$ | $\frac{9,0-71,9}{42,08}$ |
| Мартит | $\frac{0,0-7,7}{2,04}$ | - | - | $\frac{0,0-16,4}{6,43}$ | - |
| Лейкоксен | $\frac{17,6-52,0}{27,91}$ | $\frac{4,0-15,0}{10,3}$ | $\frac{7,3-26,0}{15,72}$ | $\frac{6,4-23,6}{14,87}$ | $\frac{0,7-8,0}{4,76}$ |
| Лимонит (гидроокисл. железа) | $\frac{0,0-20,7}{4,86}$ | - | - | $\frac{0,0-36,7}{11,83}$ | - |

Темноцветные:

| | | | | | |
|-------------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|
| Эпидот | $\frac{16,3-37,7}{21,87}$ | $\frac{Зн-2,0}{1,0}$ | $\frac{2,0-43,3}{13,62}$ | $\frac{11,3-37,3}{20,14}$ | $\frac{10,0-40,4}{29,04}$ |
| Роговая обманка | $\frac{1,3-7,3}{4,14}$ | $\frac{0,0-Ед}{Ед}$ | $\frac{0,0-8,0}{2,62}$ | $\frac{0,3-24,3}{11,38}$ | $\frac{2,3-20,3}{8,54}$ |
| Пироксен моноклинный | $\frac{0,0-4,3}{1,99}$ | - | $\frac{0,0-1,3}{0,88}$ | $\frac{0,0-2,3}{1,0}$ | $\frac{Зн-3,7}{1,74}$ |
| То же ромбический | $\frac{0,3-2,7}{0,96}$ | $\frac{0,0-0,6}{0,2}$ | Зн | $\frac{0,0-2,6}{0,83}$ | $\frac{0,0-2,3}{0,58}$ |

Аксессуары:

| | | | | | |
|------------|--------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Гранат | $\frac{Ед-2,0}{0,71}$ | $\frac{0,0-Ед}{Ед}$ | $\frac{0,0-0,7}{0,12}$ | $\frac{0,0-2,7}{0,9}$ | $\frac{0,3-1,0}{0,56}$ |
| Силлиманит | $\frac{Ед-4,0}{1,81}$ | $\frac{Ед-0,7}{0,33}$ | $\frac{0,7-3,7}{2,73}$ | $\frac{0,3-5,0}{2,43}$ | $\frac{1,7-10,3}{4,6}$ |
| Сфен | $\frac{Ед-1,0}{0,14}$ | $\frac{Ед-0,3}{0,10}$ | $\frac{0,3-0,7}{0,43}$ | $\frac{0,0-0,7}{0,11}$ | $\frac{0,5-1,0}{0,72}$ |
| Турмалин | $\frac{5,0-14,3}{10,13}$ | $\frac{4,0-7,0}{5,67}$ | $\frac{5,0-10,0}{6,23}$ | $\frac{3,4-18,7}{10,85}$ | $\frac{0,5-17,0}{4,32}$ |

Таблица 2 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----------------|------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|-------------------------|-----------------------------------|
| Циркон | $\frac{\text{Ед}-4,0}{2,0}$ | $\frac{7,0-12,7}{9,9}$ | $\frac{1,7-10,0}{5,67}$ | $\frac{0,7-10,3}{3,62}$ | $\frac{0,7-4,3}{2,36}$ |
| Анагаз | $\frac{\text{Ед}-0,7}{0,14}$ | Ед | $\frac{\text{Ед}-0,7}{0,17}$ | $\frac{0,0-1,4}{0,24}$ | $\frac{0,0-0,5}{0,10}$ |
| Анда-лузит | $\frac{\text{Ед}-1,3}{0,29}$ | $\frac{\text{Ед}-0,7}{0,33}$ | $\frac{0,3-1,7}{0,73}$ | $\frac{0,0-3,7}{0,92}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ |
| Апатит | $\frac{\text{Ед}-0,3}{0,04}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ | - | $\frac{0,0-2,3}{0,16}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ |
| Корунд | $\frac{\text{Ед}-0,3}{0,04}$ | Ед | $\frac{0,0-0,3}{0,05}$ | $\frac{0,0-2,3}{0,41}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ |
| Рутил | $\frac{\text{Ед}-0,3}{0,04}$ | „ | $\frac{0,0-0,3}{0,05}$ | $\frac{0,0-0,7}{0,23}$ | $\frac{0,0-0,5}{0,10}$ |
| Хром-шпинелиды | $\frac{\text{Ед}-7,0}{1,51}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,08}$ | $\frac{0,0-5,4}{2,02}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ |

Примечание. Анализировалась мелкопесчаная (0,25–0,1 мм) фракция; Ед – единичные зерна; Зи – до 10 зерен в исследуемом препарате.

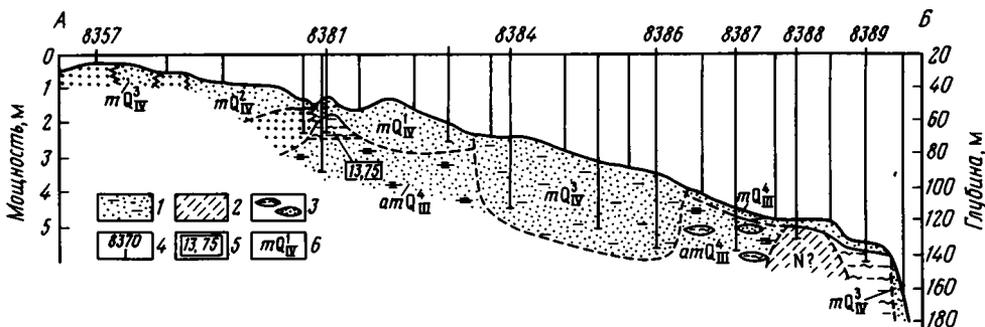
пород в них представлены в основном метаморфическими разностями (кварциты, слюдистые сланцы, зеленые туфы), в меньшей степени – эффузивами и гранитоидами. Минеральный состав их тяжелой подфракции приведен в табл. 2 (см. графу 2).

Мелкозернистые псаммиты фации внутреннего шельфа также относятся к группе полевошпат-кварцевых граувакк. По сравнению с таковыми на береговом склоне в них несколько меньше кварца (33,4–44,1% (39,7))², полевых шпатов (18,3–31,0% (23,5)), обломков пород (17,7–25,4% (17,3)), но увеличивается содержание темноцветных минералов и слюды – всех вместе их от 14,3 до 19,5%. По набору минералов тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм они также сходны с мелкозернистыми псаммитами берегового склона, но в них происходит обеднение рудных минералов (ильменита, лейкоксена) и возрастает количество темноцветных (роговой обманки, моноклинных пироксенов и слюды) (см. табл. 2, графу 5).

Мелкозернистые и алевритовые псаммиты, распространенные на внешнем шельфе с глубинами от 40 до 90 м см. (ст. 8384–8386, см. фиг. 5), отличаются удивительным однообразием состава. Они зеленовато-серые, слабоизвестковистые и известковистые, очень однородны как по разрезу, так и по латерали, текучие, умеренно и плохо сортированные за счет повышенной примеси алевритового и пелитового материала (см. фиг. 1, графу 5). По минеральному составу относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам.

В средней части шельфа (см. фиг. 1) среди голоценовых отложений в виде прерывистой полосы вдоль изобаты 50 м распространены реликтовые крупнозернистые псаммиты, приуроченные к древней позднеплейстоцен-голоценовой береговой линии. Южнее района исследований, на шельфе Южно-Китайского моря, она установлена Х.Д. Тжиа с соавт. [13]. Осадки представлены светло-желтовато-серыми слабоизвестковистыми или бескарбонатными умеренно сортированными разностями (см. табл. 1, графу 6). Хорошая окатанность зерен кварца, полевых шпатов, обломков пород свидетельствует о длительной транспортировке и обработке. Вместе с тем в осадке много толстостенной морской фауны (обломки

² Здесь и далее в скобках приведены средние значения.



Фиг. 5. Строение верхней части осадочного чехла южновьетнамского шельфа по линии профиля А-Б (см. фиг. 1)

1 — псаммиты мелкозернистые обводненные, с повышенной примесью пелитового материала; 2 — плотная латеритная кора выветривания по предположительно неогеновым породам; 3 — линзы и прослои; 4 — станция и ее номер; 5 — абсолютный возраст осадков по ^{14}C , тыс. лет; 6 — возраст и генезис осадков (*m* — морские, *am* — дельтовые и лагунные). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

и целые раковины), указывающей на накопление осадка в прибрежно-морских условиях (пляж, верхняя часть берегового склона). По минеральному составу осадки относятся к группе граувакковых аркозов и полевошпат-кварцевых граувакк. Состав тяжелой подфракции мелкопесчаной фракции близок к другим голоценовым осадкам северной части района (см. табл. 2, графу 6).

На материковом склоне и в пределах изученной части котловины Южно-Китайского моря (см. фиг. 1) голоценовые отложения представлены монотонными слабокарбонатными и карбонатными пелитами, сменяющимися более грубыми осадками лишь в верхней части склона и на вершинах возвышенностей. Содержание карбоната кальция в них несколько уменьшается с юга на север (см. фиг. 3), средняя абсолютная скорость осадконакопления составляет $17,2 \text{ г/см}^2$ за 1 тыс. лет.

Верхнеплейстоценовые осадки широко развиты на поверхности шельфа в его внешней части (см. фиг. 2), а также вскрыты под чехлом голоценовых осадков на внутреннем шельфе. Наиболее детально они изучены по профилю А-Б (см. фиг. 5). Этот район в значительной части является областью транзита наносов, в связи с чем на его поверхности сохранились реликтовые формы рельефа в виде береговых валов и долин субаэрального происхождения. Наиболее выражены в рельефе абразионные и аккумулятивные образования, сформированные при положении уровня моря ниже современной отметки на 140, 120, 90 и 70 м. К ним обычно приурочены пляжевые средне- и крупнозернистые хорошо перемытые псаммиты с обильной макрофауной двустворчатых моллюсков. Мористее этих береговых линий развиты более тонкие осадки, в основном мелкозернистые псаммиты, образованные, вероятно, на береговом склоне и внутреннем шельфе.

К наиболее древним позднеплейстоценовым отложениям нами отнесены аллювиально-морские дельтовые осадки, вскрытые на станциях 9387 и 8389 у бровки шельфа под морскими позднеплейстоценовыми отложениями (см. фиг. 5). В верхней части разреза они представлены алевритами пелитовыми и псаммитами алевритовыми с линзами и прослоями мелкозернистых псаммитов и крупных алевритов, в нижней — мелко- и среднезернистыми псаммитами с линзами и гнездами алевритов. Осадки отличаются повышенной плотностью, ритмичной слоистостью, буровато-коричневыми цветом и содержат линзы и прослойки зеленовато-серых алевритов и псаммитов с фораминиферами и тонкостенными раковинами гастропод. По фациальной принадлежности они могут быть отнесены к экстуариевым и дельтово-морским отложениям, сформированным в период максимума позднеюрмской регрессии (18–20 тыс. лет назад).

Гранулометрический состав верхнеплейстоценовых осадков внешней зоны шельфа, %

| Фракции, мм | Фации берегового склона реликтовых береговых линий (70 и 90 м) | Фации пляжа и берегового склона реликтовых береговых линий (120 и 140 м) | |
|-------------------|--|--|------------------------------|
| | псаммиты мелкозернистые (7) | псаммиты мелкозернистые (3) | псаммиты среднезернистые (6) |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| > 10 | — | — | $\frac{0,0-0,63}{0,29}$ |
| 10-7 | — | — | $\frac{0,0-1,16}{0,37}$ |
| 7-5 | $\frac{0,0-0,72}{0,13}$ | — | $\frac{0,0-1,43}{0,61}$ |
| 5-3 | $\frac{0,0-0,40}{0,31}$ | $\frac{0,0-0,72}{0,24}$ | $\frac{0,0-4,35}{2,04}$ |
| 3-2 | $\frac{0,0-0,59}{0,17}$ | $\frac{0,0-0,40}{0,13}$ | $\frac{0,0-6,15}{2,81}$ |
| 2-1 | $\frac{0,0-6,96}{2,96}$ | $\frac{0,37-2,49}{1,08}$ | $\frac{5,62-23,70}{11,62}$ |
| 1-0,5 | $\frac{0,15-12,03}{4,21}$ | $\frac{0,33-1,17}{0,62}$ | $\frac{10,60-31,23}{21,34}$ |
| 0,5-0,25 | $\frac{2,04-33,11}{15,31}$ | $\frac{1,21-8,60}{4,45}$ | $\frac{33,05-61,81}{44,71}$ |
| 0,25-0,1 | $\frac{45,39-86,89}{63,07}$ | $\frac{84,92-92,03}{87,73}$ | $\frac{4,11-23,82}{12,01}$ |
| 0,1-0,05 | $\frac{0,26-11,42}{3,97}$ | $\frac{0,43-2,10}{1,41}$ | $\frac{0,13-1,44}{0,48}$ |
| 0,05-0,01 | $\frac{0,07-16,74}{6,62}$ | $\frac{3,94-5,07}{4,34}$ | $\frac{0,19-3,23}{1,23}$ |
| 0,01-0,005 | $\frac{0,0-3,17}{0,59}$ | — | $\frac{0,0-1,62}{0,61}$ |
| 0,005-0,001 | $\frac{0,0-2,51}{0,74}$ | — | $\frac{0,0-0,63}{0,11}$ |
| < 0,001 | $\frac{0,0-4,47}{1,87}$ | — | $\frac{0,0-6,64}{1,78}$ |
| <i>Мd</i> | $\frac{0,13-0,25}{0,18}$ | $\frac{0,16-0,18}{0,17}$ | $\frac{0,36-0,50}{0,43}$ |
| <i>Hr</i> | $\frac{0,25-0,59}{0,41}$ | $\frac{0,15-0,27}{0,21}$ | $\frac{0,48-0,67}{0,48}$ |
| CaCO ₃ | $\frac{2,16-54,72}{19,95}$ | $\frac{2,64-7,44}{4,28}$ | $\frac{25,97-54,72}{38,12}$ |

На дельтовых отложениях с поверхности шельфа у его бровки (см. фиг. 5) и на преобладающей части внешней зоны (см. фиг. 2) залегают псаммиты различной (от мелко- до крупнозернистых) крупности фаций берегового склона, сформированные уже в ходе трансгрессии (преимущественно в позднеплейстоценовое время), при медленном подъеме уровня моря и его кратковременных остановках

в период с 18 до 10 тыс. лет назад. На абразионной площадке, выделяемой по геоморфологическим признакам на глубине 136–140 м, развиты среднезернистые псаммиты (см. фиг. 5, ст. 8389), сформированные, вероятно, на береговом склоне. Они желтовато-серые, хорошо промытые, без илстых частиц, с преобладанием окатанных и полукатанных зерен. По минеральному составу относятся к группе полевошпат-кварцевых граувакк.

В подобных же условиях, после некоторого подъема уровня моря до отметки –120 м и следующей его остановки образованы псаммиты на станциях 8387 и 8388 (центральная часть района) и на станциях В13-47, В13-48 и В13-51 – В13-53 (северная часть района). Они среднезернистые серые и желтовато-серые, слабоизвестковистые и известковистые, с преобладающей среднепсаммитовой фракцией, умеренно или плохо сортированные (табл. 3, графа 4), с примесью гравия, раковинного детрита и целых раковин. Зерна кварца, полевых шпатов, гранитоидов, кварцитов и биогенные карбонатные обломки, хорошо окатанные. Графики логнормального распределения частиц осадка состоят в основном из трех компонентов (на ст. В13-53 – из двух). Все это свидетельствует о том, что формирование осадков происходило в прибрежной мелководной зоне после относительно длительной обработки в аллювиальных или пляжевых условиях. По минеральному составу осадки относятся к группе мезомиктовых кварцевых псаммитов. По составу тяжелой подфракции мелкопесчаной фракции (табл. 4, графа 3) они отличаются от голоценовых осадков в этом районе относительно невысокими содержаниями ильменита, лейкоксена, циркона и повышенными – эпидота, граната, силлиманита и турмалина (см. табл. 2, графу 4).

Аккумулятивные тела береговой линии конца позднего плейстоцена вскрыты на севере района вблизи 70-метровой изобаты. Среди них изучены фации пляжа (ст. В13-43), берегового склона и, вероятно, внутреннего шельфа. Пляжевые отложения, представленные крупнозернистыми псаммитами, по своим характеристикам близки к раннеголоценовым пляжевым отложениям, развитым у 50-метровой изобаты. В их составе крупнопсаммитовая фракция составляет 23,2%, гравийного материала 37,0%, среднепсаммитовая 16,3%, мелкопсаммитовая 13,2%, алевритовая 2,7%, пелитовая 5,9%, *Md* 0,65 мм, сортированность очень плохая (стандартная энтропия 0,65). По минеральному составу они относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам. Мелкозернистые псаммиты фации берегового склона распространены мористее прибрежных средне- и крупнозернистых псаммитов и фациально их сменяют. Они детально изучены на севере района. На юге внешнего шельфа мелкозернистые псаммиты также представлены фациями приглубых частей шельфа, но из-за малой детальности исследований не могут быть расчленены, и описание их приведено только для внутренней и внешней частей внешнего шельфа.

Мелкозернистые псаммиты внутренней части внешнего шельфа зеленовато- и желтовато-серые, некарбонатные, иногда слабоизвестковистые (см. табл. 3, графу 2), очень редко известковые (ст. 83102, карбонатность 54,7%), с преобладающей мелкопсаммитовой фракцией, умеренно, реже плохо сортированные. На графиках логнормального распределения частиц выделяются три компонента, что свидетельствует о формировании осадков в зоне достаточно активного волнения. По минеральному составу они относятся в основном к полевошпат-кварцевым, реже к аркозам (см. фиг. 4) граувакковым. Состав тяжелой подфракции их приведен в табл. 4 (см. графу 2). В центральной части района в тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм из рудных минералов исчезает ильменит (в крупноалевритовой фракции его 5,3–23,3%) и появляются лимонит и сидерит; среди акцессорных минералов уменьшается количество граната, силлиманита, циркона, маргита; исчезают андалузит, апатит, монацит, рутил, хромит (они присутствуют в крупноалевритовой фракции в единичных зернах). Несколько увеличивается содержание турмалина и хромшпинелидов, появляется анатаз (см. табл. 4, графу 2).

Минеральный состав тяжелой подфракции верхнеплейстоценовых осадков внешней зоны шельфа, %

| Минералы | Фашии пляжа и берегового склона | | Фашии внутреннего шельфа | |
|------------------------------|---|---|---|--|
| | южная часть района; псаммиты мелкозернистые (3) | северная часть района; псаммиты среднезернистые (6) | южная часть района; псаммиты мелкозернистые (4) | северная часть района; псаммиты мелкозернистые (5) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Рудные: | | | | |
| Магнетит | Ед | $\frac{\text{Ед}-\text{Зн}}{\text{Зн}}$ | Ед | Ед |
| Ильменит | $\frac{0,0-34,6}{21,1}$ | $\frac{0,7-22,2}{14,93}$ | $\frac{1,4-16,3}{6,13}$ | $\frac{5,0-32,3}{15,2}$ |
| Мартит | $\frac{0,0-0,4}{0,13}$ | - | $\frac{0,0-10,3}{4,35}$ | $\frac{0,0-5,3}{1,12}$ |
| Лейкоксен | $\frac{5,7-13,6}{9,77}$ | $\frac{1,7-3,7}{3,03}$ | $\frac{6,3-10,7}{8,9}$ | $\frac{4,3-9,4}{6,8}$ |
| Лимонит (гидроокислы железа) | $\frac{7,3-17,3}{11,97}$ | $\frac{0,0-3,0}{0,5}$ | $\frac{0,0-11,6}{5,73}$ | $\frac{0,0-3,0}{0,6}$ |
| Темноцветные: | | | | |
| Эпидот | $\frac{14,3-18,7}{16,43}$ | $\frac{4,0-29,2}{15,42}$ | $\frac{20,7-43,0}{30,25}$ | $\frac{10,0-42,0}{27,18}$ |
| Роговая обманка | $\frac{5,7-15,3}{10,43}$ | $\frac{7,0-16,7}{10,4}$ | $\frac{5,3-9,7}{8,9}$ | $\frac{10,3-40,7}{23,4}$ |
| Пироксен моноклинный | $\frac{0,0-0,3}{0,2}$ | $\frac{0,0-1,7}{0,62}$ | $\frac{1,3-3,6}{2,33}$ | $\frac{0,7-2,3}{1,22}$ |
| То же ромбический | $\frac{0,0-0,7}{0,33}$ | $\frac{0,7-5,0}{2,1}$ | $\frac{0,6-3,3}{1,73}$ | $\frac{0,3-2,0}{1,20}$ |
| Акцессорные: | | | | |
| Гранат | $\frac{0,0-0,3}{0,1}$ | $\frac{\text{Ед}-2,3}{0,88}$ | $\frac{0,3-0,7}{0,43}$ | $\frac{0,3-2,3}{1,18}$ |
| Силлиманит | $\frac{1,3-2,3}{1,63}$ | $\frac{0,7-2,7}{1,45}$ | $\frac{0,4-5,4}{2,35}$ | $\frac{1,3-4,3}{2,64}$ |
| Сфен | - | $\frac{\text{Ед}-1,7}{0,73}$ | $\frac{0,3-2,3}{0,73}$ | $\frac{0,0-5,7}{1,8}$ |
| Турмалин | $\frac{4,3-6,7}{5,57}$ | $\frac{0,3-1,7}{1,05}$ | $\frac{0,7-4,3}{3,0}$ | $\frac{0,3-5,3}{2,14}$ |
| Циркон | $\frac{1,3-8,3}{4,3}$ | $\frac{\text{Ед}-2,3}{0,83}$ | $\frac{5,7-8,3}{6,68}$ | $\frac{0,3-7,4}{2,20}$ |
| Анагаз | $\frac{0,0-2,3}{0,87}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,08}$ | - |
| Андалузит | $\frac{\text{Зн}-1,0}{0,43}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,1}$ | $\frac{1,7-2,7}{1,84}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,06}$ |
| Апатит | $\frac{0,0-0,3}{0,1}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ | $\frac{0,3-1,3}{0,75}$ | $\frac{0,0-0,4}{0,14}$ |
| Корунд | $\frac{0,0-0,3}{0,2}$ | $\frac{0,0-\text{Ед}}{\text{Ед}}$ | $\frac{0,0-1,6}{0,65}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,06}$ |

Таблица 4 (окончание)

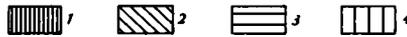
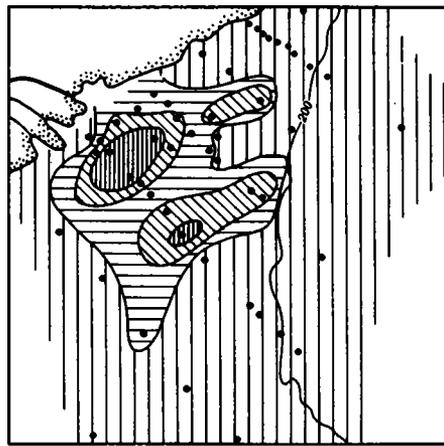
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------------|-------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| Рутил | — | $\frac{0,0-Ед}{Ед}$ | $\frac{0,0-2,0}{1,0}$ | $\frac{0,0-Ед}{Ед}$ |
| Хромшпинелиды | $\frac{0,0-2,3}{0,9}$ | $\frac{0,0-1,0}{0,38}$ | $\frac{0,7-4,3}{2,15}$ | $\frac{0,0-0,3}{0,12}$ |
| Аутигенные: | | | | |
| Марказит | — | $\frac{0,0-1,0}{0,17}$ | — | — |
| Сидерит | $\frac{2,3-24,3}{13,2}$ | — | — | — |

Мелкозернистые псаммиты фаций берегового склона позднего плейстоцена (береговая линия 120 м) по сравнению с таковыми более мелководной зоны отличаются хорошей сортировкой материала (Hr 0,15–0,21, редко 0,27), преобладанием мелкопсаммитовой фракции и отсутствием пелитового материала (см. табл. 3, графу 3). На графиках логнормального распределения выделяются три четко выраженных компонента, что свидетельствует о формировании их в зоне постоянного волнового воздействия. По минеральному составу они относятся к группе полевошпат-кварцевых граувакк (см. фиг. 4, треугольник). Состав тяжелой подфракции их приведен в табл. 4.

В верхней части внешнего шельфа (около 50-метровой изобаты) на ст. 8380 и 8381 вскрыты аллювиально-морские дельтовые отложения конца позднплейстоценового времени (см. фиг. 5). Они залегают под морскими нижнеголоценовыми осадками, резко отличаясь от них как составом, так и физическими свойствами осадков, и представлены плотными и очень плотными алевритовыми псаммитами и пелитовыми алевритами бурого цвета, с линзами зеленовато-серого мелкозернистого псаммита с морской фауной. Осадки сформированы, по-видимому, в результате размыва и переотложения латеритной коры выветривания в эстуарии при ингрессии моря. По облику они похожи на дельтовые отложения, вскрытые у бровки шельфа на ст. 8387, но несколько моложе их. Возраст по ^{14}C равен 13750 ± 280 лет.

В пределах изученной части материкового склона и глубоководной котловины выделяются два района с различным составом и строением верхнеплейстоценовых отложений, хорошо датированных несколькими методами. В южной части материкового склона они представлены монотонными слабокарбонатными и карбонатными пелитами, по литологическим характеристикам и скоростям осадко-накопления аналогичными голоценовым осадкам. В северной части позднплейстоценовые отложения резко отличаются от перекрывающих их голоценовых осадков более грубым общим гранулометрическим составом, наличием турбидитных прослоев с градационной микростратификацией, повышенным объемным весом ($1,6 \text{ г/см}^3$), низкой карбонатностью (3–8%). Средняя абсолютная скорость седиментации их составила $39,9 \text{ г/см}^2$ за 1 тыс. лет, т.е. в 2 раза выше, чем в голоцене.

На основании приведенных данных можно выделить некоторые основные признаки осадков, сформированных аллювиальным материалом р. Меконг. По общему минеральному составу осадков (подсчеты в искусственных шлифах) они выделяются повышенным содержанием обломков, устойчивых к механическому и химическому разрушению пород (кварциты, слюдистые сланцы). На классификационном треугольнике В.Д. Шутова (см. фиг. 4) осадки приустьевое шельфа образуют компактное скопление точек на поле полевошпат-кварцевых граувакк (8III), тогда как осадки северной части шельфа, где заведомо исключено поступ-



Фиг. 6. Содержание железистых конкреций, % относительно массы осадка
 1 - > 10; 2 - 5-10; 3 - 1-5; 4 - < 1

ление аллювиального материала р. Меконг, попадают на поля граувакковых аркозов (6_{II}) и мезомиктовых кварцевых псаммитов (4_I). При этом для осадков северной части шельфа наблюдается закономерный разброс по минеральному составу в зависимости от фациальной принадлежности. В пляжевых отложениях по сравнению с более глубоководными наблюдается уменьшение содержания полевых шпатов и соответственное увеличение обломков пород (кварцитов). Это может быть объяснено меньшей устойчивостью полевых шпатов к механическому разрушению в условиях волноприбойной зоны.

По составу тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм осадки, сформированные терригенным материалом р. Меконг, отличаются повышенным содержанием устойчивых минералов и акцессориев метаморфических пород (лейкоксена, граната, турмалина, анатаза, корунда, рутила, хромшпинелидов), а также аутигенных и рудных минералов железа (мартита, лимонита, марказита, сидерита). Образование минералов последней группы происходит вблизи геохимической барьерной зоны река – море. С этой же зоной связано и формирование на южновьетнамском шельфе гётит-гидрогётитовых конкреций [4, 10], круглых дробевидных с преобладающим размером от 1 до 7 мм. Среди них выделяются конкреции двух типов: а) черные и темно-бурые с блестящей поверхностью и концентрическим строением; б) бурые и светло-коричневые с неровной корродированной поверхностью. Первые предположительно являются почти чистыми лепидокрокит-гётитовыми, вторые содержат значительную примесь карбонатного и глинистого материала. Встречаются также сростки, конкреции неправильной формы (с включениями вмещающего осадка), единичные крупные (до 20 мм) лепешковидные конкреции, лежащие на поверхности дна.

Количественное распределение конкреций в поверхностном слое осадков приведено на фиг. 6. Максимальные содержания приурочены к реликтовым и современным осадкам внешней зоны авандельты; на береговом склоне непосредственно вблизи устья р. Меконг и в эстуарии количество конкреций уменьшается. Учитывая аналогичную ситуацию на приустьевом шельфе других крупных рек [4], можно предположить, что основными факторами, определяющими концентрацию аутигенных образований железа в современных осадках зоны смешения, являются глубина окислительно-восстановительной границы [4] и скорости осадконакопления (максимальные концентрации приурочены к участкам замедления или отсутствия осадконакопления).

Помимо железа в зоне смешения морских и речных вод осадки обогащены некоторыми металлами, например медью, никелем, кобальтом, марганцем, свинцом. Для первых двух элементов картина распределения в поверхностных осадках близка к распределению железистых конкреций (см. фиг. 6) с максимумами на внешнем шельфе и вблизи дельты на расстоянии 50–100 км от устья. Для остальных элементов максимумы концентрации удалены от устья в южном и юго-восточном направлениях на большие расстояния. В некоторых случаях в зоне смешения вод указанными элементами обогащены осадки, сформированные не выносами р. Меконг, а поступающим в результате абразионного сноса, выноса малых рек, биогенных остатков и др. Это определяет меньшую достоверность геохимических признаков авандельтовых осадков по сравнению с минералогическими.

По минералогическим признакам вся южная часть изученного района покрыта осадками, сформированными выносами р. Меконг, но собственно дельтовые и авандельтовые отложения (выделяемые с учетом структурно-текстурных и геохимических признаков) позднего плейстоцена и голоцена распространены на шельфе в субширотной зоне между $8^{\circ}40'$ и $10^{\circ}10'$ с.ш. На севере этой зоны верхнеплейстоценовые дельтовые отложения перекрыты голоценовыми осадками, сформированными материалом, поступившим с севера, или осадками смешанного состава.

По геоморфологическим признакам на южновьетнамском шельфе прослеживаются два основных палеорула р. Меконг: к северу от банок Бишоп и южнее их. Река в ходе трансгрессии, вероятно, часто меняла русло, что обычно для рек региона с большим твердым стоком [12]. Но в период регрессии моря (около 15–18 тыс. лет назад) она, очевидно, протекала по северному руслу, о чем свидетельствует наличие конуса выноса возрастом 12–15 тыс. лет (вероятно, и более) на склоне в северной части района (см. фиг. 2). Судя по тому, что он сложен алевритовыми и пелитовыми осадками, влекомые р. Меконг наносы осаждались на шельфе или переносились приливными течениями и волнениями в южном и юго-западном направлениях. Такой разнос влекомых наносов сохранялся, вероятно, и в течение всей позднечетвертичной трансгрессии. Взвешенный материал, судя по резкой смене условий осадконакопления на материковом склоне, начал разноситься в этом направлении 10–12 тыс. лет назад.

Исходя из указанных особенностей литологического состава и строения позднечетвертичных отложений на шельфе Южно-Китайского моря, можно выделить область полного или частичного формирования осадков за счет терригенных выносов р. Меконг. Особенно дельтовые и авандельтовые отложения, сформированные главным образом влекомыми наносами, образуют на шельфе разновозрастные линзы, распространенные восточнее современного устья вплоть до бровки шельфа. Южнее этой зоны, на всей изученной части шельфа Сунда, маломощные голоценовые и верхнеплейстоценовые осадки сложены переотложенными в морских условиях мелкопсаммитовыми и алевритовыми фракциями влекомых наносов и частично взвешенных. Основная же часть последних в современных условиях разносится, вероятно, далеко за пределы изученной акватории вплоть до Сиамского залива и южной части глубоководной котловины Южно-Китайского моря. В регрессивные периоды они формировали крупные градационные линзы на материковом склоне. Растворенные наносы р. Меконг частично осаждаются в зоне смешения морских и речных вод, обогащая в аутигенной и сорбированной форме осадки шельфа некоторыми металлами (железом, медью, никелем, марганцем и др.). В целом дельтовое осадконакопление в позднечетвертичное время на южновьетнамском шельфе наследует миоцен-плиоценовое [5] и приурочено главным образом к Меконгскому прогибу и Южно-Каншонской впадине.

Список литературы

1. *Аникеев В.В., Зайцев О.В., Логинов А.А. и др.* Распределение и перенос взвешенного вещества в эстуарии р. Меконг и прилегающей части Южно-Китайского моря // Тез. докл. Всес. совещ. "Биоседиментация в морях и океанах". г. Теберда, 1983 г. М.: ИОАН СССР, 1983. С. 30–31.
2. *Воробьева Л.К.* Газообъемный метод при анализе карбонатов в морских осадках // Донные отложения и биоценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1974. С. 30–35.
3. *Дао Тхи Мьен.* Комплекс диатомей из четвертичных отложений равнины р. Кыулонг (Меконг) в Южном Вьетнаме // Изв. вузов. Геология и разведка, 1983. № 9. С. 26–32.
4. *Емельянов Е.М.* Характер и причины фациальной локализации минеральных ресурсов в бассейне Атлантического океана // Конкрекции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций (Тез. докл.). Тюмень: ЗапсибНИГНИ, 1983. С. 20–22.
5. *Ле Ван Кы.* Роль дельты Меконга в формировании осадочного чехла юго-восточного Вьетнама // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 117–121.
6. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
7. *Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Марков Ю.Д., Уткин И.В.* Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 4. С. 25–36.
8. *Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Марков Ю.Д., Уткин И.В.* Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 22–23.
9. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
10. *Erqin Zhu.* A study of ferric concretions in the northern part of the East China Sea // Proc. Internat. Sympos. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea, Hangzhon, Apr. 12–16, 1983. Beiyung, 1983. P. 633–642.
11. *Parke M.L., Emery K., Szymankiewicz R., Reynolds L.M.* Structural Framework of Continental Margin in South China Sea // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1971. V. 55. № 5. P. 723–751.
12. *Qin Yunshan, Li Fan.* Study of influence of sediment loads discharged from the Huanghe River on sedimentation in the Bohai Sea and the Huanghai Sea // Proc. Internat. Sympos. Sediment. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea, Hangzhon, Apr. 12–16, 1983. Beiyung, 1983. P. 83–92.
13. *Tjia H.D., Shoji Fujii, Kunihiro Kigoshi.* Changes of sea-level in the southern South China Sea area during Quaternary times // Quaternary geology of the Malay-Indonesian coastal and offshore areas CCOP, Bandung. 1977. P. 11–36.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
12. VI. 1986

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.55

Казарина Г.Х., Мурдмаа И.О., Свальнов В.Н.,
Скорнякова Н.С.

ТАЛАССИОТРИКСОВЫЙ ИЛ – НОВЫЙ ТИП КРЕМНИСТЫХ
ДИАТОМОВЫХ ОСАДКОВ

В 35-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" летом 1985 г. с крутого северо-западного склона возвышенности Ямато в центральной части Японского моря (ст. 3103, координаты: 40°09'с.ш., 133°41' в.д., глуб. 1880 м) была поднята колонка серых гемипелагических глинистых илов четвертичного возраста, включающих полуметровый слой необычных по облику темно-буровато-зеленых тонкослойчатых войлокообразных кремнистых диатомовых илов. По резкому преобладанию в их составе одного вида пеннатных диатомей *Thalassiothrix longissima* Gl. et Grun. мы предлагаем назвать их талассиотриксowymi илами. Кремнистые осадки такого состава обнаружены впервые, хотя обилие створок пеннатных родов *Thalassiothrix* и *Thalassionema* отмечено рядом авторов в верхнемиоценовых отложениях тропической области Тихого океана [2–4], что дало основание К. Сансетте предложить для этих осадков название *талассионемовый ил* [4]. В отличие от описываемых здесь япономорских илов эти илы не имеют микрослойчатой текстуры.

Слой талассиотриксowych илов в колонке 3103 (гор. 357–402 см) четко очерчен, имеет резкие неровные контакты с вмещающими гемипелагическими глинами, в составе которых створок талассиотрикса практически нет. Обрывки и неправильной формы линзы талассиотриксowych илов, также с четкими контактами, наблюдались выше и ниже основного слоя, создавая впечатление гравитационного оползания. Оползневые текстуры в виде мелкой плейчатости (фиг. 1) и разрывных деформаций отмечены также в самом талассиотриксowym слое. При этом, однако, прекрасно сохранилась четкая параллельная микрослойчатость разного порядка, вплоть до слоев микронной толщины. Очевидно, талассиотриксowe илы сползли вниз по склону возвышенности Ямато в составе более мощного оползневого тела, вместе с вмещающими гемипелагическими глинами (иначе трудно объяснить отторженцы талассиотриксowych илов в глинах).

Тонкослойчатая текстура талассиотриксowych илов подчеркнута макроскопически (см. фиг. 1) чередованием войлокообразных темно-зеленых и более светлых зеленовато-серых слоев толщиной 1–3 мм. Под микроскопом в шлифах видно, что темно-зеленые слои состоят почти целиком из тончайших сильно вытянутых (отношение ширины к длине примерно 1:100) створок *Thalassiothrix longissima* с незначительной примесью других видов диатомей и терригенных глинистых частиц. Этими слоями и создается войлокообразный облик всего осадка. Каждый из миллиметровых слоев в свою очередь делится на микрослойки толщиной 100–200 мкм, а слои группируются в пакки мощностью 5–10 см (см. фиг. 1).

При изучении образцов талассиотриксowego ила под сканирующим электронным микроскопом отчетливо видно, что микрослойчатость осадка образована ритмичным чередованием слоев двух типов (фиг. 2, а): "войлочных", сложенных почти целиком пеннатными видами диатомей *Thalassiothrix longissima* и *Thalassionema nitzschioides* (см. фиг. 2, б, в) и слоев, где в значительном количестве присутствуют также и центрические (порядок *Centrales*) формы диатомей (см. фиг. 2, г).

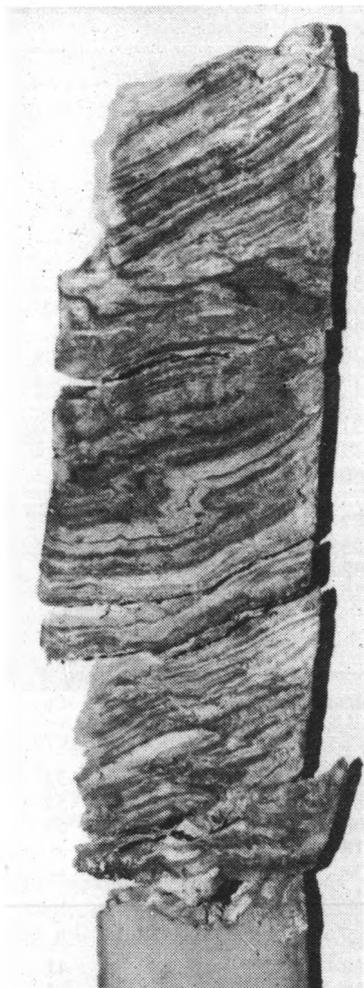
Полные силикатные анализы двух образцов талассиотриксowych илов (табл. 1) показывают умеренно повышенное содержание суммарного кремнезема, пониженное – всех остальных оксидов, соотношения которых соответствуют составу обычной терригенной глины. Рассчитанное по величине $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ содержание "избыточного" (по сравнению с глиной, для которой это отношение принято равным 3,5) предположительно биогенного кремнезема составляет для более кремнистого образца 45,9%, а для более глинистого – 29,3%. Определенное по методу содовых вытяжек содержание "аморфного" кремнезема в этих образцах составляет соответственно 25,4 и 19,7% (табл. 2).

Талассиотриковые илы отличаются повышенным (до 4%) содержанием органического углерода, высокой влажностью, пониженной по отношению к вмещающим гемипелагическим глинам концентрацией Fe, Mn и ряда микроэлементов (см. табл. 2); CaCO₃ отсутствует.

В талассиотриковых илах Японского моря (ст. 3103) встречены виды *Actinocyclus oculatus* Jouse, *Rhizosolenia barboi* Brun и *Rh. curvirostris* Jouse, совместное нахождение которых характерно для эоплейстоценовой зоны *Actinocyclus oculatus* (1,8–0,9 млн. лет [1]). Богатый в видовом отношении комплекс диатомей этих илов включает также многочисленные споры видов неритического рода *Chaetoceros*, неритические арктобореальные виды *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jörg, *Stephanopyxix nipponica* Gran et Jendo, океанические северобореальные *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran, *Coscinodiscus oculisiridis* Ehr., *C. marginatus* Ehr., *C. curvatus* Grun., *Asteromphalus robustus* Cast., *Denticulopsis marina* (Semina) Simonsen и океанические южно-бореальные виды *Coscinodiscus asteromphalus* var. *centralis* Grun., *C. asteromphalus* var. *subbuliens* A.Cl., *C. radiatus* Ehr., *C. perforatus* Ehr., *Rhizosolenia stuliformis* Bright., *Thalassiosira oestrupii* Pr.-L a v r.

Вопрос об условиях первичного накопления талассиотриковых илов на возвышенности Ямато однозначно не решен. Существует представление о том, что обилие в осадках створок "группы талассионема" является отражением высокой продуктивности вод [4]. Этот вывод был сделан на основании находок аналогичных современных (поверхностных) осадков в районах антарктической конвергенции, Перуанского течения и течения Куроисио. Массовые скопления *Thalassiotrix* и *Thalassionema* отмечены также в планктонных ловах в перуанских и западно-африканских прибрежных водах в зонах апвеллинга, в районе антарктической конвергенции. Палеоэкологический анализ комплекса диатомей в колонке 3103, массовое развитие в нем форм, характерных для обстановки апвеллинга (*Thalassiotrix*, *Thalassionema*, *Chaetoceros*), и одновременно широкое участие океанических видов свидетельствуют о том, что в

отдельные интервалы эоплейстоцена в Японском море вблизи постепенно погружающегося поднятия Ямато на фоне относительно свободного водообмена с океаном развивалась апвеллинговая ситуация, стимулировавшая высокую биологическую продуктивность. Условия



Фиг. 1. Резкая смена плойчатых талассиотриковых илов гемипелагическими глинами (ст. 3103, гор. 360–410 см)

Таблица 1

Химический состав талассиотриковых илов на ст. 3103, % от сухого вещества

| Компонент | Горизонт, см | | Компонент | Горизонт, см | |
|--------------------------------|--------------|---------|--|--------------|---------|
| | 360–364 | 373–377 | | 360–364 | 373–377 |
| SiO ₂ | 66,90 | 61,58 | TiO ₂ | 0,27 | 0,41 |
| Al ₂ O ₃ | 6,01 | 9,23 | MnO | 0,03 | -0,03 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,95 | 3,82 | Na ₂ O | 2,00 | 2,00 |
| MgO | 1,95 | 2,28 | П.п.п. | 17,13 | 18,11 |
| CaO | 0,52 | 0,59 | SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | 11,14 | 6,70 |
| K ₂ O | 1,20 | 1,90 | SiO ₂ (изб) | 45,87 | 29,28 |

Примечание. Аналитик Т.Г. Кузьмина.

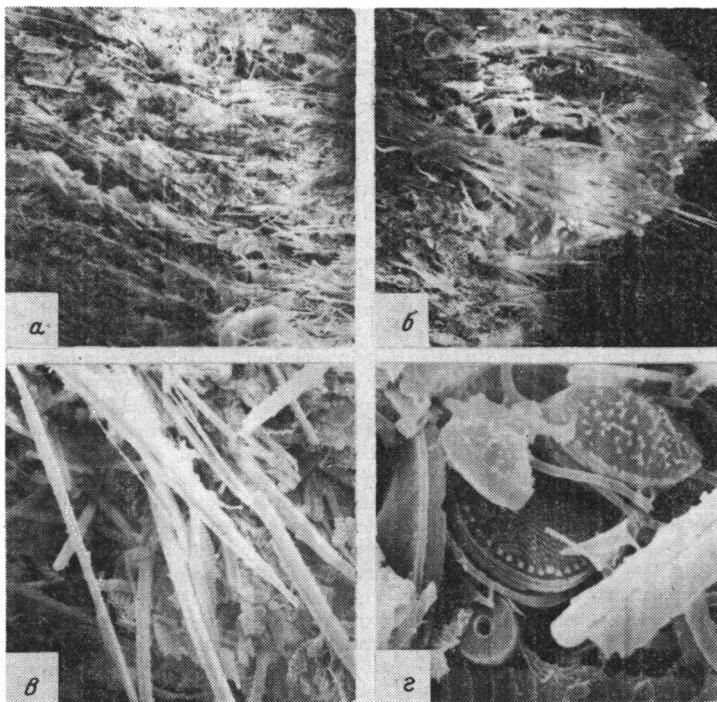
Валовые содержания компонентов в осадках (ст. 3103)

| Горизонт, см | Тип осадка | Влажность, % | CaCO ₃ | SiO ₂ (аморф) | C _{орг} | Fe | Mn |
|--------------|------------|--------------|-------------------|--------------------------|------------------|------|------|
| 51-55 | ГГ | 55,2 | < 1 | - | - | 4,70 | 0,05 |
| 81-83 | То же | 64,7 | - | - | - | 4,30 | 0,04 |
| 100-103 | " | 52,5 | - | 1,40 | - | 3,90 | 0,03 |
| 118-122 | " | 54,4 | < 1 | - | - | 3,85 | 0,03 |
| 138-142 | " | 63,5 | < 1 | - | - | 4,15 | 0,04 |
| 158-162 | " | 51,7 | < 1 | - | - | 3,60 | 0,03 |
| 198-202 | " | 82,1 | < 1 | - | - | 3,75 | 0,03 |
| 220-224 | " | 48,8 | < 1 | - | - | 3,55 | 0,03 |
| 298-302 | " | 49,3 | - | 1,86 | - | 3,50 | 0,04 |
| 329-330 | " | 57,2 | - | - | - | 3,80 | 0,03 |
| 331-332 | " | 49,6 | - | - | - | 3,20 | 0,03 |
| 345-346 | " | 48,4 | - | - | - | 3,40 | 0,04 |
| 360-364 | T | 75,7 | < 1 | 25,43 | 3,72 | 2,75 | 0,02 |
| 373-377 | ГГ | 70,2 | < 1 | 19,70 | 3,93 | 2,95 | 0,02 |
| 382-383 | T | 78,1 | - | 28,66 | - | 2,90 | 0,02 |
| 395-396 | ГГ | 73,1 | - | 22,57 | - | 2,60 | 0,03 |
| 398-402 | ГГ | - | < 1 | - | - | 3,60 | 0,03 |
| 410-411 | То же | 47,4 | - | 1,86 | - | 3,40 | 0,03 |

| Горизонт, см | Al | Cu | Zn | Ni | Co | Li | Cr |
|--------------|-----|----|-----|-----|----|----|-----|
| 51-55 | 6,0 | 33 | 115 | 45 | 18 | 67 | 43 |
| 81-83 | 6,5 | 51 | 135 | 115 | 19 | 55 | 87 |
| 100-103 | 7,1 | 59 | 130 | 81 | 39 | 60 | 38 |
| 118-122 | 7,4 | - | 120 | 75 | 30 | 66 | 58 |
| 138-142 | 7,2 | - | 145 | 75 | 30 | 72 | 52 |
| 158-162 | 7,0 | - | 110 | 55 | 25 | 69 | 51 |
| 198-202 | 6,5 | - | 105 | 65 | 22 | 65 | 44 |
| 220-224 | 7,7 | - | 115 | 48 | 24 | 61 | 51 |
| 298-302 | 6,3 | 41 | 125 | 280 | 25 | 80 | 170 |
| 329-330 | 6,4 | 64 | 150 | 58 | 25 | 84 | 35 |
| 331-332 | 6,1 | 43 | 130 | 52 | 26 | 77 | 33 |
| 345-346 | 6,6 | 36 | 130 | 55 | 22 | 75 | 37 |
| 360-364 | 2,7 | - | 70 | 80 | 24 | 26 | 32 |
| 373-377 | 4,2 | - | 85 | 50 | 16 | 41 | 40 |
| 382-383 | 2,8 | 44 | 68 | 48 | 13 | 16 | 29 |
| 395-396 | 3,8 | 56 | 92 | 55 | 19 | 39 | 32 |
| 398-402 | 7,2 | - | 110 | 62 | 24 | 65 | 53 |
| 410-411 | 6,3 | 38 | 125 | 51 | 16 | 75 | 35 |

Примечание. 1. Аналитики С.В. Храмов, Н.П. Толмачева, Е.Ю. Шишкова. 2. Тип осадка: ГГ — гемипелагическая глина, Т — талассиотриксный ил, ГГ — глинисто-талассиотриксный ил. 3. Содержание CaCO₃, SiO₂ (аморф), C_{орг}, Fe, Mn и Al приведено в процентах, остальных компонентов — в $n \cdot 10^{-4}\%$.

высокой биопродуктивности и, возможно, апвеллинга подтверждаются и повышенным содержанием в осадках C_{орг}. Происхождение микрослойчатости талассиотриксных илов возвышенности Ямато не совсем ясно, но обращает на себя внимание ее сходство с текстурой ленточных диатомовых илов Калифорнийского залива, формирующихся в условиях сезонного апвеллинга [5]. Правда, видовой состав диатомей там совершенно иной, но сама слойчатость образована также чередованием диатомовых и глинистых слоев, первые из которых отлагаются в сезоны усиления апвеллинга, а последние — во время паводков и связанного с ними интенсивного выноса терригенного материала. Можно предположить, что микрослойчатость описанных нами талассиотриксных илов имеет тоже сезонный характер: слои, сложенные талассиотриксами, представляют тогда сезоны усиления апвеллинга, а слои с многовидовыми комплексами — остальное время года. Сама сохранность микрослойчатости, указывающая



Фиг. 2. Структура талассиотриковых илов (электронный сканирующий микроскоп)
 а – общий вид микрослойчатого талассиотрикового ила, увел. 70; б – чередующиеся слои пеннатных и центрических видов диатомей, увел. 80; в – строение слоя, образованного пеннатными формами диатомей, увел. 500; з – то же, сформированного преимущественно центрическими видами диатомей, увел. 1500

на отсутствие биотурбации, означает, что во время осадконакопления донная фауна находилась в угнетенном состоянии или отсутствовала, возможно, из-за сероводородного заражения, вызванного усиленным накоплением органического вещества в условиях апвеллинга.

Список литературы

1. *Barron J.A.* Miocene to Holocene planktonic diatoms // *Plankton stratigraphy*. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 763–809.
2. *Bukry D., Foster J.H.* Silicoflagellate and diatom stratigraphy Leg 16 // *Initial Reports DSDP*. Wash.: US Gov. Print. Off., 1973. V. 16. P. 815–872.
3. *Jouse A.P., Kazarina G.Kh., Mukhina V.V.* Distribution of Diatoms in Pliocene and Pleistocene deposits in the Middle America Trench of Guatemala // *Initial Reports DSDP*. Wash.: US Gov. Print. Off., 1982. V. 67. P. 455–471.
4. *Sancetta C.* Biostratigraphic and paleoceanographic events in the eastern equatorial Pacific: Results of the Deep Sea Drilling Project Leg. 69 // *Initial Reports DSDP*. Wash.: US Gov. Print. Off., 1982. V. 69. P. 311–320.
5. *Schrader H.J.* Diatom biostratigraphy and laminated Diatomaceous sediments from Gulf of California, Deep-Sea Drilling Project Leg 64 // *Initial Reports DSDP*. Wash.: US Gov. Print. Off., 1982. V. 64. P. 973–982.

Институт океанологии АН СССР,
 Москва

Поступила в редакцию
 2. VI. 1988

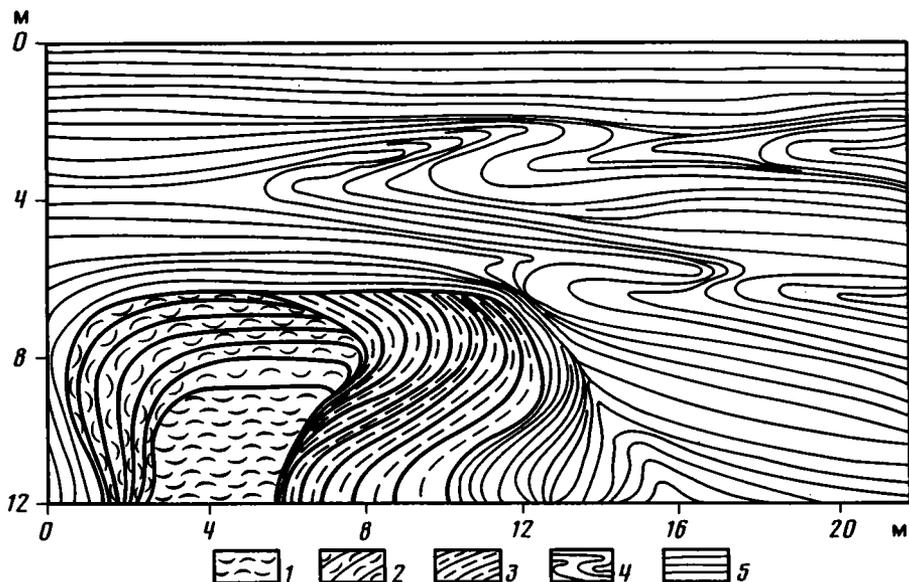
КРИОГЕННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОСАДКАХ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ

Толщам мерзлых морских, преимущественно прибрежно-морских, осадков, слагающих прибрежные равнины Северо-Востока европейской части СССР, севера Западной Сибири, Чукотки, свойственны залежи подземных льдов пластовой, линзовидной или сложной формы. Мощность залежей достигает 40–50 м, поперечник – сотен метров. По составу слагающего их льда залежи можно подразделить на два главных типа: состоящие из относительно чистого – прозрачного, стекловидного или белого, сахароидного льда и льда, в различной степени загрязненного обломочными частицами пелитовой, алевроитовой, псаммитовой и псефитовой размерностей, т.е. по существу ледогрунта. Нередки случаи сочетания в единых залежах льдов разных типов и видов: "чистых" (прозрачных и сахаровидных) и "грязных". По условиям залегания и взаимоотношениям с вмещающими породами льды залежей также можно подразделить на два основных типа: недеформированные, залегающие горизонтально или наклонно, и в различной степени пликвативно дислоцированные.

В отношении происхождения залежей подземных льдов существует несколько гипотез. Согласно мнению ряда авторов [9, 11], залежи являются захороненными остатками былых ледниковых покровов и сложены реликтовым глетчерным льдом (РГЛ). Главным аргументом в пользу глетчерной гипотезы является нередкая дислоцированность льда залежей. Считается, что она приобретена в процессе вязкопластического движения – "течения" ледникового мореносодержащего льда в наземных условиях. Затем ледник прекратил движение, распался на отдельные глыбы, которые были погребены вытаявшим из них моренным обломочным материалом. В условиях перманентного существования криолитозоны и многолетнемерзлых толщ предполагается, что глыбы глетчерного льда приобрели реликтовую природу, сохраняясь в "изначально мерзлых" моренях. Альтернативной ледниковой является гипотеза изначально внутритрунтового происхождения залежей подземных льдов [1–3, 8 и др.]. При этом возможны два механизма формирования льда залежей: инъекционный и сегрегационно-миграционный. Первый характеризуется внедрением крупных водных масс в мерзлые или промерзающие сверху толщи и их быстрым переходом в лед. Миграция обусловлена медленным подтягиванием пленочной влаги снизу при промерзании тонкодисперсных пород сверху. Считается, что на определенных этапах процесса промерзания создаются условия, благоприятные для длительного льдовыделения на одном и том же уровне. Это и приводит к постепенному послыно-шпировому, т.е. сегрегационному, льдовыделению и поэтапному наращиванию залежей до указанных выше размеров.

От принятия той или иной интерпретации генезиса залежей подземных льдов зависит правильное или неправильное решение многих кардинальных вопросов формирования толщ новейших отложений криолитозоны. Если залежи представляют собой остатки древних ледниковых покровов, то они являются самым надежным показателем их бывшего распространения на равнинах Крайнего Севера Евразии. Если залежи образовались в результате криогенного диагенеза в условиях холодноводных полярных морей, то они являются не менее надежным свидетельством трансгрессий Арктического бассейна в пределы прибрежных низменных равнин. Выяснение способа и механизма формирования залежей льдов имеет и общетеоретическое значение для познания особенностей осадочного породообразования в зоне отрицательных температур – криолитозоне, пока еще явно недостаточно разработанной проблемы в теории общего литогенеза. Наконец, определенное значение имеет решение данного вопроса с точки зрения раскрытия способов и механизмов дислоцирования осадочных толщ в процессе их формирования в условиях современной и древней криолитозон: известно, что криогенные обстановки осадкообразования были широко распространены на Земле в раннем и позднем протерозое, позднем палеозое (пермокарбоне) и, наконец, в позднем кайнозое.

Гипотеза реликтово-глетчерного происхождения залежей подземного льда выглядит наиболее простой и привлекательной, но не может быть принята по целому ряду причин. Во-первых, считая происхождение дислоцированных залежей результатом деформирования льда в процессе движения ледников, она никак не объясняет параллельное наличие в единых осадочных толщах и залежах недислоцированного слоистого и монолитного льда. Во-вторых, и это главное, толщи осадков, вмещающие оба типа ледяных залежей, имеют несомненные признаки водного, бассейнового, морского генезиса. Во многих случаях они представлены песками, алевроитами, глинами, обладающими четкой слоистостью: косой, волнистой, горизонтальной, в том числе ритмичной ленточноподобной. Если льды и вмещающие их слоистые осадки не дислоцированы, бассейновый генезис последних очевиден и сомнений обычно не вызывает. В противном случае пликвативные дислокации складчатого характера трактуют чаще всего как результат вязкопластических динамических гляциогенных по своей природе деформаций. Однако бассейновый, морской генезис и дислоцированных и недислоцированных осадков с ледяными залежами доказывается наличием в них фауны морских моллюсков, фораминифер,



Фиг. 1. Сложно построенная ледогрунтовая структура в ленточно-слоистых прибрежно-морских алевритах

1 – лед стекловидный, относительно слабо обогащенный обломочным материалом с ячеистой поверхностью; 2 – лед "грязный", сильно обогащенный обломочным материалом с полосчато-ячеистой поверхностью; 3 – лед "грязный", очень сильно обогащенный обломочным материалом, полосчатый; 4 – ленточно-слоистые алевриты, пликативно дислоцированные; 5 – ленточно-слоистые алевриты с недеформированной первично-седиментационной слоистостью

морских остракод, характерного комплекса рассеянных аутигенных минералов и конкреций, состоящих из терригенной составляющей вмещающих пород, пропитанных цементом из сульфидов и фосфатов железа, карбонатов кальция с изоморфной существенной примесью марганца, магния, железа [4 и др.].

Гипотеза изначально внутригрунтового происхождения залежей подземного льда, альтернативная ледниковой, жестко критикуется ее противниками [11]. Действительно, инъекционный механизм формирования залежей посредством однократного внедрения водной массы в мерзлые толщи не объясняет наличия во льду примесей тонкого и включений крупного обломочного материала. Не всегда имеются следы инъекционных внедрений в виде деформаций изгибов перекрывающих лед пород. Контакты тех и других имеют нередко ровный, согласный (седиментационный) характер. В то же время механизм формирования пластовых залежей посредством послыонной, шпирового сегрегационного льдовыделения мигрирующей к "фронту промерзания" пленочной влаги не объясняет имеющихся случаев сложных деформаций льда и вмещающих пород. Кроме того, и инъекция, и миграция должны были осуществляться в толщах пород на глубинах до 100–150 м, поскольку именно на этих глубинах (и даже более) встречаются залежи подземных льдов. Развивающиеся здесь высокие давления, по существующим представлениям, должны были подавлять миграцию пленочной влаги вверх и тем более напорные внедрения крупных водных масс в промерзшие, уплотненные толщи. В последнее время выдвинута гипотеза формирования залежей подземных льдов из иловых вод морских донных осадков в процессе их дислоцирования посредством подводного оползания и оплывания [10]. Согласно этой гипотезе, в условиях отрицательных температур механическое "встряхивание" дислоцируемых донных грунтов приводит к их разделению на водную и грунтовую составляющие. Предполагается, что при этом иловая вода, температура замерзания которой выше, чем водно-грунтовой смеси, превратится в лед, что и является причиной формирования ледяных залежей в дислоцированных толщах морских осадков. Однако данный механизм не объясняет факта наличия крупных монолитных залежей подземного льда, имеющего к тому же часто пресный и даже ультрапресный химический состав.

На целом ряде примеров было показано [5, 6], что формирование ледяных залежей и дислоцирование вмещающих их отложений происходит синхронно, природа тех и других конседиментационная. Перекрывающие дислоцированные породы с ледяными залежами слои имеют облекающие условия залегания и постепенно выполаживаются вверх по разрезу. Характерным, типоморфным разрезом является разрез в среднем течении р. Юрибей на

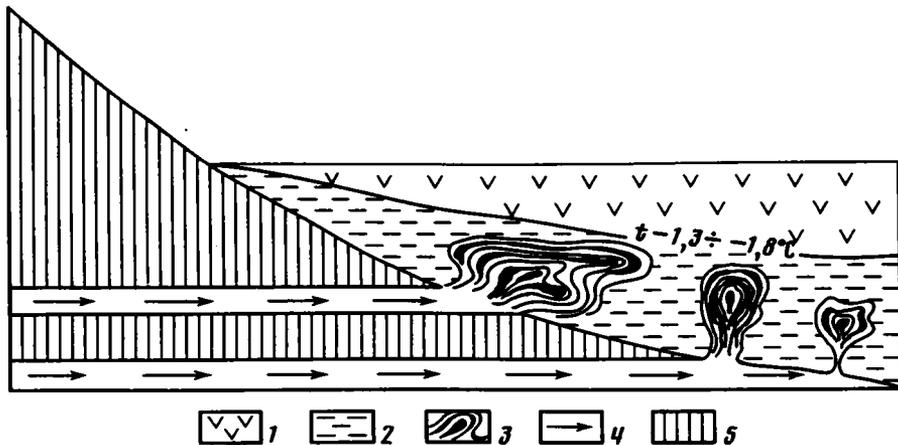
п-ове Ямал. На фиг. 1 изображена сложнодислоцированная ледяная залежь, состоящая из относительно чистого, в небольшой степени обогатленного обломочными частицами (около 10–20% объема породы) льда, обладающего ячеистой поверхностью; полосчато-ячеистого льда, сильно обогатленного обломочным материалом (около 20–30% объема породы); полосчатого льда, очень сильно обогатленного обломочными частицами, составляющими примерно 40–50% объема породы. Грунтовая составляющая льда – алевропит темно-серого цвета, обогатщенный тонкорассеянными, активно разлагающимися после оттаивания органическим веществом, о чем говорит сильный запах H_2S , включает каменные обломки и раковины морских моллюсков: *Macoma calcarea* (Gmelin), *Astarte (Tridonta) borealis* (Schum.), *Neptunea* sp., а также раковины фораминифер: *Buccella hannai arctica* Voloshinova, *Alabaminoides mitis* Gudina, *Prinaia pulchella* Parker, *Nonionellina labradorica* (Dawson), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *P. lenticulare* Gudina, *P. parvum* Gudina, *Elphidium subclavatum* Gudina, *Criboelphidium granatum* (Gudina), *Stainforthia loeblichii* (Feyling-Hanssen), *Cassidulina subacuta* (Gudina), *Cassandra teretis* (Tappan), *Trifarina angulosa* (Williamson)¹. Ледяная залежь перекрыта алевролитами, обладающими четкой ритмичной слоистостью типа ленточной; породы испытали сложные пластические деформации оплывинно-оползневоего типа и смяты в лежачие складки, которые имеют ярусное расположение в разрезе. Пликативно дислоцированные ленточно-слоистые алевролиты перекрыты аналогичными, но недислоцированными алевролитами, залегающими горизонтально. Обе разновидности алевролитов содержат один и тот же комплекс микрофауны фораминифер: *Buccella hannai arctica*, *B. frigida* Cushman, *Alabaminoides mitis*, *Cribronion obscurus* Gudina, *Nonionellina labradorica*, *Protelphidium orbiculare*, *P. lenticulare*, *P. parvum*, *Elphidium subclavatum*, *E. selseyense* (Heron-Allen et Earland), *E. boreale* Nuzhdina, *Criboelphidium granatum*, *Stainforthia loeblichii*, *Cassidulina subacuta*, *Planocassidulina norcrossii* (Cushman).

Характер залегания пород, их строение однозначно свидетельствуют о том, что сложно построенная ледогрунтовая залежь и пликативные дислокации слоистых алевролитов возникли в процессе накопления и преобразования бассейновых осадков в условиях морского дна. Этот вывод был сделан ранее [5, 6], но окончательно не были ясны способ и механизм образования крупных ледяных залежей, в различной степени дислоцированных, в сочетании с конседиментационными дислокациями самих вмещающих пород. Предлагаемый ниже способ формирования залежей подземных льдов в донных морских осадках снимает основные противоречия, отмечаемые при всех перечисленных выше существующих гипотезах.

Установлено, что температура придонных слоев морской воды в арктических морях на широких пространствах составляет $-1,3 - -1,8^\circ C$ [7], а в приантарктических морях достигает $-1,9^\circ C$. Следовательно, примерно такую же температуру имеют толщи морских осадков близ поверхности дна. По аналогии с известными мощностями мерзлых морских отложений с температурой $-1,3 - -1,9^\circ C$, находящихся близ морских побережий, мощность отрицательно-температурных донных грунтов достигает, по-видимому, порядка 150–200 м. Донные грунты с отрицательной температурой установлены натурными наблюдениями посредством бурения в прибрежной зоне на мелководьях Карского моря, в частности близ западных берегов п-ова Ямал, на мелководьях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Бофорта. Хорошо известно также, что значительная часть пресных вод с суши в море поступает в виде подземного стока (примерно $\frac{1}{16}$ часть полного речного стока). Не являются исключением и арктические водоемы. Ситуация здесь осложняется наличием на побережьях мерзлых толщ, но пресные подземные воды (над-, меж- и подмерзлотные) существуют и в них. В местах впадения в арктические моря крупных рек наблюдаются обширные таликовые зоны, прорезающие насквозь мерзлые толщ. Из сказанного вытекает неизбежный вывод, что на дне арктических морей, особенно в их прибрежной зоне, действуют источники пресных вод. Последние, внедряясь в толщ засоленных неуплотненных донных осадков с отрицательной температурой, замерзают в них, превращаясь в лед (фиг. 2). Подтверждением тому служат наблюдения в Антарктиде, где пробуренная на шельфовом леднике Росса американскими исследователями скважина была заполнена пресной водой. Это привело к образованию в соленой морской отрицательно-температурной воде пресного льда и намерзанию его на нижнюю поверхность шельфового ледника. По-видимому, нечто подобное происходит при выходе источников пресных подземных вод на дне полярных морей, где придонные воды и грунты имеют отрицательную температуру. Выходящие в источниках пресные подземные воды могут быть безнапорными, напорными или слабонапорными, что приводит к формированию морфологически различных залежей подземных льдов.

Напорные подземные воды, продвигаясь вверх к поверхности морского дна, будут активно внедряться в толщ слабо консолидированных (вязких, полутекучих и жидких) засоленных илов с отрицательной температурой, пластически деформировать их и замерзать в них. Процесс формирования ледяных структур за счет напорных подземных вод по всем признакам достаточно длительный, многофазовый, следствием чего является сложное сочетание в единых

¹ Здесь и далее определения Г. Н. Недешевой.



Фиг. 2. Принципиальная схема формирования залежей подземных льдов на дне полярных морей в местах выхода пресных подземных вод

1 – морские воды с отрицательной придонной температурой; 2 – засоленные отрицательно-температурные донные илы; 3 – структуры, образованные деформированными илами и льдами; 4 – горизонты, по которым идет поступление на морское дно пресных подземных вод; 5 – уплотненные (в том числе и мерзлые) горные породы

залежах различных типов льдов и ледогрунтов, несущих признаки флюидалной текстуры течения и внедрения. После “закупорки” сформировавшейся ледяной залежью донный источник несколько смещается в пространстве, что приводит к групповому расположению структур. Последние могут не достигать самых верхних придонных слоев осадков, которые сохраняются в этом случае “нормальные” первично-седиментационные условия залегаания. Если же в процессе образования ледяной залежи дислоцирована вся вышележащая толща осадков до поверхности дна, то погребение ее горизонтально залегающими слоями произойдет в ходе дальнейшего осадконакопления. Сложность, многокомпонентность состава льда залежей определяются также тем обстоятельством, что внедрение пресных подземных вод осуществляется в осадки, находящиеся на разных стадиях литогенеза. При внедрении в относительно уплотненные, вязкие грунты воды практически не смешиваются с ними, возникают тела чистого, монолитного пресного и ультрапресного льда. Внедряясь в практически неуплотненные полужидкие и жидкие илы, пресные воды смешиваются с ними, возникает залежи, состоящие из ледогрунтовых смесей. При этом в них оказываются включенными остатки фауны морских моллюсков, фораминифер, а также каменные обломки, столь характерные для осадков ледовитых полярных морей. Смещение пресных вод и засоленных донных илов приведет к формированию залежей слабозасоленного льда, обогащенного также обломочными, преимущественно тонкодисперсными, частицами, минерализация которого достигает 1187,1 мг/л и характеризуется хлоридно-натриевым составом [8].

Сохранение образовавшихся в толщах донных морских осадков ледяных залежей возможно геологически длительное время. Об этом свидетельствуют факты нахождения наземных криогенных образований – вертикальных ледяных жил – под толщами морских тонкодисперсных осадков (глин и суглинков). Например, еще в конце прошлого века Э.В. Толль и акад. К.А. Воллосович отмечали на берегах Новосибирских островов вертикальные ледяные жилы, перекрытые 15-метровым слоем глин с морскими раковинами моллюсков и древесным плавником. Аналогичный факт зафиксирован в районе устья р. Енисея [4], где вертикальные ледяные жилы, залегающие в оторфованных суспеях ваттово-лайдового генезиса, перекрыты толщей относительно глубоководных ледово-морских суглинков мощностью около 10 м. Все эти факты однозначно свидетельствуют о том, что возникнув на морском дне, ледяные залежи могут сохраняться там геологически длительное время, вплоть до выхода донных осадков из-под уровня водоема седиментации. Основное число залежей, возникающих указанным способом, приурочено к толщам прибрежно-морских осадков, поскольку именно в прибрежной зоне концентрируются источники пресных подземных вод, но их выходы возможны и на значительных глубинах.

Деградация мерзлых толщ и вытаивание залежей подземных льдов в них приводят к определенным морфологическим изменениям дислокационных структур, но они, несомненно, сохраняются в палеокриогенных осадочных толщах. Следовательно, криогенно-диагенетические дислокации свойственны морским отложениям не только современной криолитозоны, но и древних криолитозон плейстоцена, всего позднего кайнозоя, а возможно, палео-

зою и протерозоя, где зафиксированы следы геологической деятельности наземных, подземных и надводных льдов. Несомненно, диагностика рассмотренных выше криогенно-диагенетических структур, характерных для толщ морских осадков, будет способствовать выяснению вопросов литогенеза в криогенных обстановках осадконакопления в целом. Вместе с тем нельзя не отметить, что предложенный способ формирования залежей подземных льдов и пликвативных дислокационных структур не исключает других возможных вариантов их образования. Например, установлены залежи, имеющие несомненные признаки послыдного миграционно-сегрегационного льдовыделения. На последних этапах осадконакопления в осушающихся водоемах при пестрой картине мерзлотных условий и наличии многочисленных мелких лагунных и озерных водоемов большую роль играет обычный механизм инъекционного льдообразования, связанный с промерзанием подозерных водоносных таликовых зон. Дальнейшая задача исследований в этом плане – выяснение диагностических признаков различных типов залежей подземных льдов в толщах бассейновых отложений. Наконец, следует обратить внимание на следующее обстоятельство. Поскольку залежи подземных льдов в морских толщах фиксируют палеосточники пресных подземных вод на былом шельфе, не исключено, что они трассируют линии разрывных тектонических нарушений в осадочном чехле платформ, в том числе и в новейших позднекайнозойских отложениях.

Список литературы

1. Баулин В.В. Вопросы формирования пластовых залежей льда // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск: Кн. изд-во, 1972. С. 64–73.
2. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.
3. Гасанов Ш.Ш. К проблеме происхождения пластовых залежей подземного льда // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 3–13.
4. Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
5. Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 5. С. 114–123.
6. Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983. 200 с.
7. Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Криогенные породы арктического шельфа // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 17–26.
8. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 24–42.
9. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1978. Т. 297. С. 65–76.
10. Попов А.И. О пликвативных дислокациях и криолитогенезе в плейстоценовых отложениях Северной Евразии // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 90–101.
11. Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
23. III. 1988

УДК 551.311.231:553.65 (470.13)

Дилакторская Е.С., Королева С.В.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ШУГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

Кора выветривания полевошпат-карбонатных метасоматически измененных пород рифейского возраста – наиболее древняя среди известных в мире латеритных образований, по составу субстрата она не имеет аналогов. Конечные продукты выветривания характеризуются повышенным качеством [7].

Вещественный состав коры выветривания северошугорского типа изучался рядом авторов на протяжении многих лет. В результате были выявлены следующие ее геохимические особенности: крайне богатая и разнообразная акцессорная минерализация на протяжении всего разреза; сложное, неравномерное распределение в коре выветривания элементов-примесей; высокое содержание в бокситах ниобия; этот элемент может концентрироваться и в безрудных участках [5, 6].

Чувствительность аналитических определений элементов и оксидов

| Компоненты | Чувствительность, % | Метод | Компоненты | Чувствительность, % | Метод |
|--------------------------------|---------------------|--------------------------|-------------------|---------------------|--------------------------|
| Al ₂ O ₃ | 0,02 | Рентгено-спектральный | Cs | 0,001 | Пламенно-фотометрический |
| SiO ₂ | 0,06 | " | Na ₂ O | 0,15 | " |
| Fe ₂ O ₃ | 0,10 | " | K ₂ O | 0,01 | " |
| TiO ₂ | 0,05 | " | As | 0,0005 | Фотометрический |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | " | F | 0,005 | " |
| MgO | 0,025 | " | Ba | 0,0003 | Нейтронно-активационный |
| CaO | 0,05 | " | La | 0,0004 | " |
| MnO | 0,01 | " | Ce | 0,0004 | " |
| V ₂ O ₅ | 0,015 | " | Th | 0,0003 | " |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | " | Hf | 0,0003 | " |
| Ga | 0,0003 | " | Sc | 0,0003 | " |
| FeO | 0,05 | Химический | Ta | 0,00006 | " |
| CO ₂ | 0,10 | " | Co | 0,00004 | " |
| S _{общ} | 0,001 | Газовый | Sr | 0,0010 | " |
| С _{общ} | 0,0005 | " | Y | 0,0020 | " |
| Li | 0,005 | Пламенно-фотометрический | Zr | 0,001 | " |
| Rb | 0,005 | " | Nb | 0,0010 | " |
| Be | 0,0006 | " | | | |

Однако, как отмечается в работе [1], геохимия большинства элементов-примесей в рассматриваемой коре выветривания в деталях остается еще слабо изученной. Высказан также ряд претензий к точности выполненных анализов и незначительному числу рассмотренных элементов.

Настоящая работа посвящена детализации существующих геохимических представлений о коре выветривания и бокситах Северо-Шугорского месторождения с учетом поставленного. Министерством цветной металлургии направления научно-исследовательских работ на комплексное использование минеральных ресурсов. Объектом исследования послужил разрез скв. 10058, представительного характеризующий данное месторождение. Число керновых проб - 91; интервал отбора проб в среднем составляет 0,7-1,0 м. Исследование минерального состава проводилось рентгенографически, определения содержаний макрокомпонентов и элементов-примесей были выполнены в физико-химическом отделе ВАМИ и в Бронницкой экспедиции института минералогии и геохимии редких металлов ИМГРЭ (г. Москва). Методы аналитических определений и чувствительности анализов приводятся в табл. 1, результаты анализов - в табл. 2.

В рассматриваемом разрезе нами выделены пять различных по вещественному составу литологических зон (критерий выделяемых зон - кремневый модуль, согласно данным, приведенным в работе [3]).

I. Зона верхних аллитов (глубина 124,6-153,8 м). Отличается повышенными содержаниями элементов-примесей: лития, стронция, тантала, тория, бария, церия и лантана (по сравнению с остальными зонами разреза). Минералогически представлена каолинитом, гематитом, рутилом, анатазом; возможен гётит; отмечаются следы давсонита. Число проб 26, объемный вес 2,18 г/см³; M_{Si} (Al₂O₃/SiO₂) 0,95.

II. Зона бокситов (глубина 147,6-165,0 м). Содержит в повышенных количествах элементы-гидролизаты: галлий, цирконий, скандий, хром, ванадий, из прочих - тантал, кобальт, стронций, иттрий, гафний. Минералогически представлена бёмитом, диаспором, гематитом, гётитом, алюмогётитом (следы), рутилом. Объемный вес 2,22 г/см³.

В некоторых образцах отмечены следы минералов группы колумбит-танталита. Мощность бокситовой зоны составляет почти 30 м, при среднем значении кремневого модуля 13,8, в отдельных пробах до 74,3. В разрезе скважины выявлены весьма незначительные по мощ-

Содержание элементов (оксидов) в различных литологических зонах коры выветривания полевощпат-карбонатных метасоматитов (скв. 10058)

| Компоненты | Зоны | | | | |
|--------------------------------|--|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | I(26)* | II(14) | III(27) | IV(12) | V(2) |
| | Макрокомпоненты (в числителе – мас. %, в знаменателе – г/см ³) | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 33,5/0,730 | 48,2/1,07 | 32,5/0,733 | 18,9/0,459 | 6,7/0,172 |
| SiO ₂ | 35,1/0,765 | 3,5/0,078 | 36,2/0,862 | 52,3/1,271 | 23,5/0,604 |
| TiO ₂ | 2,0/0,044 | 2,75/0,061 | 1,9/0,045 | 0,87/0,021 | 0,33/0,008 |
| Fe ₂ O ₃ | 18,1/0,395 | 31,3/0,695 | 14,8/0,352 | 6,1/0,148 | 2,6/0,067 |
| CaO | 0,35/0,008 | 0,81/0,28 | 0,28/0,007 | 0,74/0,018 | 19,4/0,499 |
| MgO | 0,15/0,003 | 0,08/0,002 | 0,25/0,006 | 0,04/0,001 | 12,2/0,313 |
| MnO | 0,17/0,004 | 0,71/0,016 | 0,07/0,002 | 0,02/0,000 | 0,15/0,004 |
| K ₂ O | 0,07/0,0015 | 0,06/0,0013 | 0,83/0,020 | 13,6/0,330 | 6,0/0,154 |
| Na ₂ O | 0,17/0,004 | 0,15/0,003 | 0,15/0,004 | 0,18/0,004 | 0,15/0,004 |
| P ₂ O ₅ | 0,54/0,014 | 1,09/0,024 | 0,31/0,007 | 0,42/0,010 | 0,13/0,003 |
| Собщ | 0,037/0,0008 | 0,077/0,0017 | 0,026/0,0006 | 0,013/0,0003 | 0,007/0,0002 |
| Собщ | 0,063/0,0014 | 0,083/0,0018 | 0,049/0,0011 | 0,067/0,0016 | 7,267/0,187 |

Элементы-примеси (в числителе – г/т, в знаменателе – 10⁴ г/см³)

| | | | | | |
|----|-------------|-------------|-------------|--------------|------------|
| Li | 223/4,86 | 27/0,60 | 281/6,69 | 11,0/0,28 | 5,0/0,13 |
| Be | 20,5/0,45 | 26,1/0,58 | 6,0/0,14 | 12,0/0,29 | 6,0/0,10 |
| Ga | 49,0/1,07 | 117,0/2,60 | 46,1/1,09 | 29,5/0,72 | 9,0/0,23 |
| Zr | 525,0/11,44 | 673,0/14,94 | 402,0/9,57 | 168,0/4,08 | 59,0/1,52 |
| Sc | 46,0/1,00 | 68,0/1,51 | 44,0/1,05 | 16,2/0,39 | 9,0/0,25 |
| Cr | 68,9/1,48 | 97,0/2,15 | 85,0/2,02 | 70,0/1,70 | 68,0/1,75 |
| V | 56,0/1,22 | 282,0/6,26 | 180,0/4,28 | 145,0/3,52 | 84,0/2,16 |
| Sr | 1740/37,2 | 1603/33,6 | 175,0/4,16 | 87,0/2,11 | 44,0/1,13 |
| Cs | He обн. | 25,0/0,55 | 18,1/0,048 | 1200,0/29,16 | 850/21,84 |
| Nb | 347,0/7,56 | 345,0/7,77 | 469,0/10,95 | 162,0/3,94 | 78,5/2,02 |
| Ta | 2,2/0,048 | 3,4/0,075 | 2,0/0,048 | 1,1/0,027 | 0,66/0,017 |
| Y | 294/6,41 | 431,0/9,57 | 284,0/6,76 | 67,0/1,63 | 29,0/0,75 |
| Co | 36,6/0,80 | 83,1/1,84 | 38,6/0,92 | 9,2/0,22 | 2,2/0,056 |
| Hf | 14,7/0,32 | 18,7/0,41 | 12,6/0,30 | 5,8/0,141 | 2,6/0,067 |
| Th | 68,0/1,48 | 49,0/1,09 | 30,0/0,71 | 20,0/0,49 | 11,0/0,28 |
| Ba | 438,0/9,55 | 323,0/7,17 | 143,0/3,40 | 551,0/13,4 | 52,5/1,35 |
| Ce | 223,0/4,86 | 176,0/3,93 | 141,0/3,36 | 76,0/1,85 | 15,0/0,39 |
| La | 99,8/2,18 | 73,6/1,63 | 71,3/1,70 | 52,5/1,28 | 4,0/0,103 |
| Rb | 50,0/1,09 | 50,0/1,10 | 300,0/7,14 | 550,0/13,4 | 250,0/6,42 |

* В скобках приведено число проб.

ности прослой бокситов в толщах верхних и нижних аллитов, однако при подсчете средних значений содержаний элементов эти пробы не учитывались как неинформативные.

III. Зона нижних аллитов (глубина 165,5–176,6 м). В этих породах концентрируются ниобий, литий и рубидий. Здесь же минимальны содержания бериллия, снижаются содержания элементов-гидролизатов, а также стронция, бария, тантала, гафния и редких элементов. Минералами, характерными для нижних аллитов, являются каолинит, гематит, бёмит, гётит, в следовых количествах – алюмогётит, рутил, монацит, диаспор. Редко встречаются минералы группы колумбит-танталита. Объемный вес 2,38 г/см³; M_{Si} 0,90.

IV. Зона сналлитов (177,2–189,8 м). Отличается высокими содержаниями рубидия, цезия и бария; содержание лития здесь снижается. Минералогия сналлитов богатая, представлена каолинитом, гематитом, рутилом, анатазом, следовыми количествами гётита и диаспора, разрушенными магнетитом и кальцитом; возможно, следами брукита и колумбит-танталита. Объемный вес 2,43 г/см³; M_{Si} 0,40.

V. Зона полевощпат-карбонатных метасоматитов (ниже 189,8 м). Элементы-примеси в этой зоне имеют минимальные содержания, зачастую ниже порога чувствительности. Исключе-

Коэффициенты концентрации элементов-примесей в различных литологических зонах коры выветривания

| Элементы | Зоны | | | |
|----------|---------|-------|-------|-------|
| | I | II | III | IV |
| Li | 37,4 | 4,60 | 56,1 | 2,15 |
| Be | 4,50 | 5,80 | 1,0 | 1,0 |
| Ga | 4,65 | 11,30 | 4,74 | 3,13 |
| Zr | 7,53 | 9,83 | 6,30 | 2,68 |
| Sc | 4,00 | 6,04 | 4,20 | 1,56 |
| Cr | 0,80 | 1,23 | 1,15 | 0,98 |
| V | 0,56 | 2,90 | 1,98 | 1,63 |
| Sr | 33,0 | 31,50 | 3,68 | 1,87 |
| Cs | He обн. | 0,025 | 0,197 | 1,335 |
| Nb | 3,74 | 3,79 | 5,42 | 1,95 |
| Ta | 2,82 | 4,41 | 2,82 | 1,59 |
| Y | 8,55 | 12,8 | 9,01 | 2,17 |
| Co | 14,30 | 32,9 | 16,40 | 3,93 |
| Hf | 4,88 | 6,12 | 4,48 | 2,10 |
| Th | 5,29 | 3,89 | 2,54 | 1,75 |
| Ba | 7,07 | 5,31 | 2,52 | 9,92 |
| Ce | 12,50 | 10,00 | 8,61 | 4,74 |
| La | 21,20 | 15,80 | 16,50 | 12,4 |
| Rb | 0,17 | 0,17 | 1,11 | 2,08 |

ние составляют цезий, рубидий и ниобий. Содержания последнего в бокситоматеринском субстрате (78 г/т) приближаются к среднестатистическому содержанию ниобия (45,1 [2] и 128 [9] г/т) в бокситах мира. Минералами этой зоны являются доломит, α -кварц, рутил, небольшие количества кальцита и гиалофана (калий-бариевый полевой шпат). Объемный вес 2,57 г/см³; M_{Si} 0,30.

Степень привноса – выноса элементов-примесей в различных зонах коры выветривания наглядно иллюстрируют коэффициенты концентрации K_K (табл. 3), равные отношению средних содержаний элементов в соответствующих литотипах к средним содержаниям элементов в бокситоматеринском субстрате.

Проведенные расчеты позволяют выделить группы элементов-примесей, подчеркивающих геохимические особенности различных литологических зон коры выветривания. Все эти элементы отличаются максимальной степенью накопления в той или иной литологической зоне и находятся в тесной генетической связи с породообразующими минералами.

Для верхних аллитов характерна группа элементов-примесей: стронций, торий, цезий, лантан. Отдельные образцы из этой зоны слабо реактивны (25–40 мкР/ч). Методом рентгенографии в этих пробах диагностированы бетафит и самирезит.

В бокситах с наибольшими значениями K_K присутствуют элементы-гидролизаты: галлий, ванадий, цирконий, скандий и хром, а также бериллий, тантал, иттрий, кобальт и гафний. Крайне любопытно отсутствие геохимической общности тантала и ниобия в коре выветривания. Эти элементы должны обладать геохимическим сходством: в аналитической химии, например, их разделение весьма затруднительно [8].

Нижние аллиты характеризует группа элементов, состоящая из лития, ниобия и кобальта. Абсолютное содержание ниобия в нижних аллитах как в отдельных пробах (до 3400 г/т), так и среднее (345 г/т), выше, чем в бокситах исследуемого разреза.

Сиаллиты отличает группа следующих элементов: цезий, рубидий и барий, что является для разреза достаточно закономерным. Первые два элемента обычно присутствуют в минералах слюд [4], бариевая минерализация связана с гиалофаном и баритом. В нижних горизонтах сиаллитов встречаются маломощные пропластки, практически полностью выполненные баритом.

В ходе проведенных исследований была сделана попытка более углубленного изучения ниобия в зоне нижних аллитов. Единичные образцы из этой зоны содержат включения минералов, визуально сходных с танталониобатами (размеры кристаллов до 2 мм). Однако при проведении фазового рентгенографического анализа удалось установить, что эти кристаллы представлены гётитом, псевдоморфным по танталониобатам. По-видимому, большая часть ниобия должна распределяться во вмещающих породах.

В результате проведенных исследований удалось дополнить и расширить представление

о геохимических особенностях коры выветривания полевошпат-карбонатных метасоматитов на Среднем Тимане.

1. Определены средние содержания широкого круга элементов для всех литологических зон. Использованные аналитические методы отличаются высокой (до 0,00001%) чувствительностью.

2. Установлено, что максимальное содержание ниобия связано не с бокситами, а с ниже-лежащими аллитами. Все средние значения содержания ниобия, в том числе и в бокситоматеринских породах, выше, чем в среднестатистическом боксите.

3. Выдвинуто предположение о развитом на месторождении процессе выноса ниобия во вмещающие породы из минералов группы колумбит-танталита.

4. Обнаружены ранее неизвестные на месторождении минералы: бетафит и самирезит.

Список литературы

1. *Беллев В.В., Лихачев В.В., Швецова И.В.* Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 34 с.
2. *Броневой В.А., Зильберминц А.В.* Распространенность (средние содержания) химических элементов в бокситах мира // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 183–186.
3. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения бокситовых месторождений // Тр. ВИМС. 1960. Вып. 5. С. 9–10.
4. *Зильберминц А.В., Скропышев В.А.* О распространенности элементов-примесей в бокситах. М.: ВИЭМС, 1977. 91 с.
5. *Ивошин В.А.* Ниобий в бокситах Среднего Тимана // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 6. С. 1428–1429.
6. *Лихачев В.В.* Ниобий в бокситах и корах выветривания Среднего Тимана // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 27. 1978. С. 74–78.
7. *Лихачев В.В., Швецова И.В., Беллев В.В.* Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 34. 1981. С. 83–93.
8. *Морачевский Ю.А., Церковницкая И.А.* Основы аналитической химии редких элементов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 207 с.
9. *Теняков В.А., Ясаманов Н.А.* Палеогеографические и геохимические критерии прогнозирования месторождений бокситов. М.: Недра, 1985. 188 с.

ВАМИ, Ленинград

Поступила в редакцию
14. IV. 1988

ХРОНИКА

УДК 552.5 (09)

Долотов Ю.С.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
(МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ В БЕЛЬГИИ)

12–14 сентября 1988 г. в Католическом университете г. Лювен (Бельгия) проходили заседания 9-й Европейской региональной конференции по седиментологии, организованной Международной ассоциацией седиментологов, Бельгийской седиментологической группой и указанным университетом. Было прочитано более 90 докладов (одновременно по двум секциям) и представлено более 60 стендовых сообщений.

В конференции принимали участие около 250 специалистов в основном из европейских стран (Нидерландов, Великобритании, ФРГ, Испании, Франции, Швейцарии, Италии, ВНР, ПНР, Дании, Норвегии, Австрии, СССР, ГДР, Югославии и др.), а также из КНР, США, Канады, Марокко, Египта, Туниса и т.д.

По традиции большое место занимали доклады, относящиеся к проблеме реконструкции древних обстановок осадконакопления, формирования толщ разного генезиса и возраста. В них реконструировались обстановки седиментации в очень широком их диапазоне (русел рек и речных террас, маршей, болот, приустьевых баров и др.) при последовательном выдвигании дельты в течение длительного периода времени (*Д. Клаусер, А. Миллер и Б. Штейн-гробе, ФРГ*); анализировались условия образования различных типов древних песчаных баров и отмелей (*Х. Бок, ФРГ*); рассматривались палеоэкологические эстуарные обстановки в эоценовое время (*А.В. Марпинус, Нидерланды*); интерпретировались обстановки формирования древних толщ в условиях воздействия приливов и отливов (*Е. Севенс и П. Якобс, Бельгия*); анализировалась стратиграфическая модель осадочной толщи дельтовой равнины Миссисипи, с фазами ее нарастания и размыва (*Е.С. Костерс, Нидерланды, Дж.Р. Сутер и С. Пенланд, США, и Р. Бойд, Канада*); реконструировались условия образования конгломератов в высокоэнергетических приустьевых обстановках архейского периода (*Е.М. Матю, Кения*); рассматривались особенности формирования толщ четвертичных аллювиальных отложений при поступлении вулканогенного материала (*Й. Заим, М. Делон и Б. Орстом, Франция*); реконструировались палеобстановки образования озерных отложений в различных климатических условиях (*Дж.Ю.К. Келтс, К.Ж. Цең, Г. Листер, Ф. Ниссен и Ж.Х. Гао, Швейцария*); интерпретировались обстановки формирования озерных известковых осадков на фоне изменений гидрологического режима (*А. Лесли, Великобритания*); рассматривались некоторые обстановки накопления древних соленосных толщ (*Г. Чаповски, ПНР*); анализировались различные структуры в галитовых отложениях как показатели характера среды осадконакопления (*Ж. Хилли, С. Маршаль, М. Хаймауд и А. Бюффе, Франция*); интерпретировались обстановки морской седиментации в пермский период на территории Южного Китая (*Ж. На-Яань, КНР*); реконструировались колебания в положении полярного фронта в Атлантическом океане, начиная с плиоценового периода, обусловленные климатическими флуктуациями (*Ф. Весталь, ФРГ*).

Довольно значительное место на конференции было отведено обсуждению методов палеорекострукций, в первую очередь палеоклиматических: выявлению характера климатических обстановок по типу конгломератов с кальцитовым цементом (*В.П. Райт, Великобритания*); реконструкции климатических циклов по изменению общего состава толщ и глинистых минералов, по палеонтологическим данным (*А. Страссер, П.-О. Можо, Швейцария, и Ж.Ф. Деконинк, Франция*); оценке особенностей древних аридных обстановок осадконакопления на основе палинологических данных (*М. Ребель, Нигерия, и Ж. Дубингер, Франция*); реконструкции палеосолености по соотношению содержания пририта и органического вещества (*Т. Хамор, ВНР*); выявлению субэвальных обстановок по обнаружению волокнистого кальцита (*Т.Дж. Фолкнер, В.П. Райт, Л.А. Гарье, Великобритания, и С. Питерс, Бельгия*).

Во многих докладах рассматривались результаты изучения процессов цементации и диагенеза осадков, их доломитизации: о диагенезе в карбонатных породах и стадиях его раз-

вития (*Б. Бодоэн, А. Эль Канчоуфи, С. Монло, М. Пимоль, Франция, А. Прит, Е. Ханссен, А. Хербш, Бельгия, Ф. Неззаль, Алжир, и Б. Фобе, Бельгия*); о процессе морского диагенеза (*Р.П. Майор, США*); о влиянии на диагенез пресных вод (*С.П. Дж. Ван Дийк, Нидерланды*); о существенных различиях диагенеза в трансгрессивных и регрессивных толщах (*С.К. Сан, Великобритания*); о некоторых условиях образования брекчий (*Р. Свеннен и В. Вьен, Бельгия*); о генетических типах доломитов, обусловленных различными обстановками седиментации и режимами диагенеза (*Ж. Хаас, А.С. Балог и А.Т. Макк, ВНР*); об особенностях процесса доломитизации, связанных с палеогеографией, палеогеологией и локальными сбросами (*Дж. Хентон, Великобритания*); о доломитизации рифовых пород (*А.М. Рабе и М.С. Чаоуаха, Тунис*) и др.

Значительное место на конференции заняли доклады, относящиеся к изучению карбонатных пород: об особенностях строения различных карбонатных толщ, в том числе ритмической слоистости меловых пород (*П. Дитчфилд, Великобритания*); о модели циклической карбонатной седиментации с выделением отдельных микрофаций, соответствующих определенным обстановкам осадконакопления (*Б. Мамет, Канада, и А. Прит, Бельгия*); о строении циклотем карбонатной толщи (*Х. Зийлстра, Нидерланды*); о модели образования литографских известняков (*А.П. Оост и П.Л. де Боер, Нидерланды*); о различных обстановках карбонатного осадконакопления в мелководном эпиконтинентальном море (*М. Йонгшенг, КНР*); о стадиях развития карбонатной платформы (*Т. Бечштадт, ФРГ, и М. Бони, Италия*); об эволюции склона Багамской банки на основе данных сейсмопрофилирования и состава донных осадков (*Г.М. Харвуд и П.А. Тауэрс, Великобритания*); об обстановках карбонатного накопления на платформе докембрийского возраста (*С. Ксиаобинг, КНР*).

Довольно значительное место на конференции заняли доклады, посвященные проблеме влияния тектонических движений и эвстатических изменений уровня океана на формирование толщ отложений в различных седиментационных обстановках: влиянию горизонтальных и вертикальных тектонических движений (*В.А. де Лоо, Нидерланды*); тектоническому контролю седиментации и речной сети (*С. Флинт, Нидерланды, и П. Турнер, А. Хартли, Е. Джоули, Г. Виллиамс, Великобритания*); изменению источников поступления осадочного материала в ходе орогенеза (*С. Хайхонг, К. Дж. Хсю, Швейцария, и С. Шу, Л. Джилланг, КНР*); эволюции аллювиально-дельтовой и приливо-отливной обстановок осадконакопления на фоне относительных изменений уровня моря (*М. Куевас Гозальо, Нидерланды*); глинистой седиментации в океане Тетис и Атлантическом океане в условиях проявления тектонических движений и эвстатических изменений уровня (*Ж.-Ф. Деконинк, Франция*); особенностям процесса осадконакопления на фоне интенсивной сбросовой тектоники (*М. Гиро и М. Ребель, Нигерия*) и др.

Значительно меньшее внимание на конференции было уделено вопросам изучения современных процессов седиментации в различных средах: результатам исследования донного рельефа в Северном море, в районе Фламандских банок (*Г. де Моо и Дж. Ланкю, Бельгия*); некоторым закономерностям распределения донных осадков по гранулометрическому и вещественному составу в Северном море (*Ф. Галлентопс, Бельгия*); расчетам скоростей современной аккумуляции донных отложений в том же бассейне (*З. Зуо, Д. Эйсма и Г. Бергер, Нидерланды*); особенностям поверхностных донных осадков в отливной дельте, с оценкой относительной роли приливо-отливных и волновых процессов (*Л.П. Ша, Нидерланды*); результатам лабораторного эксперимента по оценке влияния речного стока и величин скоростей перемещения осадочного материала на строение дельт (*А.К. Азизуль Хок Бхуйя, Бангладеш*); анализу морфодинамики и механизма дифференциации рыхлого материала в меандре реки (*Дж. Кислинг-Меллер, Дания*).

Часть докладов была связана с оценкой осадочных толщ как потенциальных резервуаров для накопления нефти и газа: о различных литологических типах резервуаров в известняковых и доломитовых породах (*А. Лукас, ВНР*); об оценке пористости и диагенеза пород (миоценового возраста) – резервуаров для последующих разведочных работ (*М.М. Холиф, М.А. Баракат, Египет*); о роли диагенетических изменений резервуарных песчаников в создании вторичной пористости (*Дж. Бееен, Великобритания*); об условиях возникновения, строения и стадиях эволюции различного типа куполов в осадочных породах и диагенетических преобразованиях пород, слагающих эти купола, с оценкой их пористости (*П. Гуттеридж, М. Акхерст, П.Х. Бридженс, П. Миддлетон, Д. Босенс и М. Туккер, Великобритания, Ф. Булвен, Бельгия, Ф. Кальет, Испания, Б.Р. Пратт, Канада, Т.Дж.А. Рейерс, Нидерланды*).

Некоторые доклады охватывали вопросы влияния на условия формирования древних осадочных толщ трансгрессий и регрессий: о литологических изменениях толщи в связи с относительными колебаниями уровня моря (*М. Ван Стинвинкель, Бельгия*); об особенностях строения рифовой платформы, обусловленных гляциоэвстатическими изменениями уровня (*Л. Помар-Гома, Испания*); о характере процессов седиментации и прибрежных фаций себхи на трансгрессивных и регрессивных этапах эволюции (*Е. Кедр, Египет*); об особенностях строения трансгрессивных толщ верхнемелового возраста (*Х. Бок, А. Мюллер, Б. Стейнгробе, ФРГ*).

Процессы формирования соленосных толщ нашли отражение в докладах об условиях накопления эвапоритов в эпиконтинентальном бассейне (*Т. Айгнер, Нидерланды и Г.Х. Бах-*

ман, ФРГ); о моделях эвапоритовой седиментации в акваториях, отгороженных барями (А.С. Кендалл, Канада, и Г.М. Харвуд, Великобритания); об образовании диапировых складок в эвапоритовых отложениях (Дж. Пауль, ФРГ).

Условия формирования толщи древних рифовых фаций были проанализированы в двух докладах: о происхождении рифов в Альпах (Д.С. Эдвардс и Р. Ридинг, Великобритания), о стадиях развития толщи рифовых отложений на территории КНР (Л. Гуо, Р. Ридинг, Великобритания).

В некоторых докладах содержались результаты изучения глинистых минералов: об их происхождении в Индийском океане в интервале времени от неогена до четвертичного периода (А. Букильон, П. Дебрабан, Франция, Н. Ницума, Япония, В. Прелл, США); о палеогеографическом значении этих минералов (П. Моро, Франция).

В докладах специалистов из ПНР Ж. и Х. Воеводы, Ж. Шульца затрагивались вопросы специфического влияния сейсмичности на формирование и преобразование осадочных толщ (с образованием определенных деформационных структур).

Несколько докладов касалось проблем, связанных с условиями накопления угленосных отложений: угленакопления в обстановках лагун и маршей (Т. Мазак, ПНР); возможностей использования выявленных особенностей фаций дельтовых обстановок для исследования угленосных толщ (Е.С. Костерс, Нидерланды, Дж.Р. Сутер, С. Пенланд, США и Р. Бойд, Канада).

В докладе М. Ситуморанга (Нидерланды) содержались некоторые результаты изучения строения, условий образования и источников поступления осадочного материала турбидитов.

Проблеме исследования процесса формирования и строения флишевых толщ был посвящен доклад Т. Марьянака (Югославия).

В докладе К. Ласло (ВНР) были охарактеризованы выявленные стадии развития тропических островов, благоприятные для накопления бокситоносных отложений.

Среди стендовых сообщений необходимо особо выделить те из них, в которых анализировались обстановки морского, в первую очередь прибрежно-шельфового осадконакопления (как современные, так и древние): о детальных исследованиях шельфа южной части Северного моря (И. Влаеминк, Р. Хоуфуйс и Ф. Галлентос, Бельгия); об особенностях гранулометрической дифференциации в толще осадков подводных гряд (Р. Хоуфуйс, Бельгия); об эволюции прибрежной равнины района устья Рейна за последние 10 тыс. лет (Ф. де Гроот и В. де Ганс, Нидерланды); о реконструкции условий образования древних прибрежных отложений на основе сопоставления с современными (Ф.С.П. Ван Бюхем, Великобритания); о зональности процессов рельефо- и осадкообразования мезоприливного побережья Галисии (Ф. Вийас, А.А. Номбела, И. Алейо и Ж. де Ля Круз, Испания); об обстановках формирования ченнер-плейн на макроприливном побережье Огненной Земли (Ф. Вийас, А. Архе, Испания и М. Ферреро, Аргентина); о строении гравийно-галечных плейстоценовых террас Ионического моря (Ф. Массари и Г.С. Парей, Италия); о строении древних отложений внешней части шельфа и континентального склона в Пиренеях (Ж. Ваас, Нидерланды).

На одном из заседаний конференции была дана краткая информация о ходе работ по "Глобальной программе по осадочной геологии".

До и после конференции были организованы полевые экскурсии. Автору благодаря участию в экскурсии (11 сентября), проходившей в основном на западном берегу р. Маас, удалось ознакомиться со строением трансгрессивной толщи мелового возраста, зафиксировавшей изменения среды в ходе последовательного накопления шельфовых карбонатных отложений в широком диапазоне глубин (от нескольких десятков метров до береговой линии) в условиях тропического климата.

В целом среди зарубежных седиментологических исследований наибольший интерес представляют разработки новых методов палеореконокструкций среды осадконакопления (с акцентом на построение моделей), результаты изучения современных процессов седиментации (с широким использованием динамического подхода — оценкой общей энергии среды и динамических факторов, а также математических методов обработки данных измерений и наблюдений), исследования различных параметров осадочных пород как потенциальных резервуаров нефти и газа и т.д.

Проведение очередного XIII Международного седиментологического конгресса намечено на август — сентябрь 1990 г. в г. Ноттингеме (Великобритания).

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9. XII. 1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), ТИМОФЕЕВ П.П. (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), ВОЛКОВ И.И., ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.,
ИЛЬИН А.В., КОНОНОВ В.И., КОНЮХОВ А.И.,
МИГДИСОВ А.А., МУРДМАА И.О., СЕДЛЕЦКИЙ В.И.,
СИДОРЕНКО С.А., ШМАРИОВИЧ Е.М., ШНЮКОВ Е.Ф.,
ЯПАСКУРТ О.В.

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), TIMOFEEV P.P. (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), VOLKOV I.I., DMITRIEVSKY A.N., ILYIN A.V.,
KONONOV V.I., KONYUKHOV A.I., MIGDISOV A.A., MURDMAA I.O.,
SEDLITSKY V.I., SIDORENKO S.A., SHMARIOVICH E.M.,
SHNYUKOV E.F., YAPASKURT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжковский пер. 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77
Зав. редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л. Кожина*

Сдано в набор 31.03.89. Подписано к печати 06.05.89. Т-10317. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7 Усл. кр.-отт. 11,8 тыс. Уч.-изд.л. 11,7 Бум. л. 4,5
Тираж 987 экз. Зак. 2796 Цена 1р. 80к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжковский пер. 7, ГИН АН СССР, тел. 230-81-77
2-я типография издательства "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6.