

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1979

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1979

СОДЕРЖАНИЕ

• Емельянов Е. М., Кооль Л. В. Перенос эоловой пыли и ее роль в процессах осадкообразования в Атлантическом океане	3
• Харин Г. С., Солдатов А. В. Фосфориты открытой части Атлантического океана	16
• Барташевич О. В., Боголюбова Л. И. Геохимия органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал	29
• Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Писчий мел и его происхождение	37
• Малеев Е. Ф., Петрова М. А., Фролов В. Т., Хворова И. В., Щербакова М. Н. Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород	55
• Эпштейн О. Г. О механизме слоеобразования в морских терригенных накоплениях	63
• Муравьев В. И., Воронин Б. И. Особенности состава цеолитов глауконитово-кремнистой формации и проблема классификации группы клиноптилолита — гейландита	75
• Левин В. И., Константиновский А. А., Прокончук Б. И. Изучение обломочного кварца для палеогеологических реконструкций (на примере рифейских толщ севера Сибири)	83
• Лебедев Б. А., Дорофеева Т. В., Краснов С. Г., Лебедева Г. В., Петрова Г. В. Вещественный состав и природа емкости глинисто-сапропелево-кремнистых нефтеносных отложений баженовской свиты (верхняя юра) Западной Сибири	90
• Яржемский Я. Я., Доливо-Добровольский А. В. О перспективах поисков калийных солей в кембрийских отложениях Восточной Сибири	102
• Лукьянова В. Т., Лукьянов А. В. Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа	108
• Поплавский И. Т. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Санта-Люсия и Кастельяно в Республике Куба	124

Краткие сообщения

• Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана	133
• Кудрявцев Д. И. О преобразовании интерстиционного стекла в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы	139
• Розанов А. Г., Сидоренко Г. А., Зайцева Г. М. Еще раз о канзите и маккинавите	144
• Фролов В. И., Бодунов Е. И., Колодезников К. Е., Исоцимова А. Н. О генезисе Сылгы-Бастакского нафтоида	149

Методика

• Дмитрик А. Л., Дриц В. А., Сивцов А. В., Хворова И. В., Штеренберг Л. Е. Опыт электронно-микроскопического изучения железистых кварцитов	156
• Ежова А. В. Роль геохимических показателей для палеогеографических реконструкций верхнемеловых пород Западной Сибири	160
• Лубченко И. Ю., Ильичева Л. В., Гусарева А. И., Турочкина Н. М. Влияние валового состава на результаты количественного спектрального определения микрокомпонентов при анализе осадочных пород и руд	163

Хроника

• Теняков В. А. О международном совещании по бокситам и глинам на Ямайке	170
• Ткачук Л. Г., Хрущов Д. П. Проблема определения возраста, дифференцирования и корреляции соленосных толщ	173
• Владимир Сергеевич Трофимов (К 80-летию со дня рождения)	185

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1979

CONTENTS

<i>Yemel'yanov E. M., Kool L. V.</i> Transportation of eolian dust and its participation in sedimentation processes in the Atlantic Ocean	3
<i>Khariu G. S., Soldatov A. V.</i> Phosphorites of the open part of the Atlantic ocean	16
<i>Bartashevich A. V., Bogolyubova L. I.</i> Geochemistry of the «black shales» organic matter of the Cape Verde basin (East Atlantic) and their oil-source potential	29
<i>Bushinsky G. I., Shumenko S. I.</i> Chalk and its origin	37
<i>Maleev E. F., Petrova M. A., Frolov V. T., Khvorova I. V., Shcherbakova M. N.</i> Present-day concepts on classification of volcanoclastic and mixed volcanogenic-sedimentary rocks	55
<i>Epshtein O. G.</i> On mechanism of bed formation in marine terrigenous accumulations	63
<i>Muraviev V. I., Voronin B. I.</i> Peculiarities of composition of zeolites of glauconite-siliceous formation and problem of classification of the clinoptilolite-heulandite group	75
<i>Levin V. I., Konstantinovskiy A. A., Prokopchuk B. I.</i> Study of clastic quartz for paleogeological reconstructions (as evidenced by Riphean deposits of the Siberian north)	83
<i>Lebedev B. A., Dorofeeva T. V., Krasnov S. G., Lebedeva G. V., Petrova G. V.</i> Material composition and nature of capacity of clay-sapropelic siliceous oil-bearing deposits of the Bazhenovskaya suite (Upper Jurassic) in West Siberia	90
<i>Yarzhemskiy Ya. Ya., Dolivo-Dobrovolskiy A. V.</i> On prospects of search for potash salts in Cambrian deposits of East Siberia	102
<i>Luk'yanova V. T., Luk'yanov A. V.</i> Epigenetic microstructures of sedimentary rocks in tension fields of various types	108
<i>Poplavskiy I. T.</i> Stratiform lead-zinc deposit of Santa-Lucia and Casteliانو in Cuba	124
<i>Brief communications</i>	
<i>Shternberg L. E., Vasilieva G. L.</i> Native metals and intermetallic compounds in sediments of the north-eastern part of the Pacific Ocean	133
<i>Kudryavtsev D. I.</i> On transformation of interstitial glass in effusive basalts of the Tunguska syncline	139
<i>Rozaov A. G., Sidorenko G. A., Zaitseva G. M.</i> Once again on kansite and mackinavite	144
<i>Frolov V. I., Bodunov E. I., Kolodeznikov K. E., Izosimova A. N.</i> On genesis of the Sylgy-Bastakhsy naphthoid	149
<i>Methods</i>	
<i>Dmitriuk A. L., Drits V. A., Sivtsov A. V., Khvorova I. V., Shternberg L. E.</i> Experience of electrono-microscopic study of ferriquartzites	156
<i>Yezhova A. V.</i> The role of geochemical indices for paleogeographical reconstructions of Upper Cretaceous rocks of West Siberia	160
<i>Lubchenko I. Yu., Il'icheva L. V., Gusareva A. I., Turochkiua N. M.</i> Influence of the bulk composition on results of the quantitative spectral analysis of micro-components in studying sedimentary rocks and ores	163
<i>Chronicles</i>	
<i>Tenyakov V. A.</i> On the International Meeting on Bauxites on Jamaica	170
<i>Tkachuk L. G., Khrushchov D. P.</i> Problem of age determination, differentiation and correlation of salt-bearing deposits	173
Vladimir Sergeevich Trofimov (on 80-th anniversary)	175

УДК 551.311.3 : 551.35 (261.264)

ПЕРЕНОС ЗОЛОВОЙ ПЫЛИ И ЕЕ РОЛЬ В ПРОЦЕССАХ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ, Л. В. КООЛЬ

Выяснено, что перенос золотой пыли осуществляется в основном в верхних слоях атмосферы (1,5—5 км). Золотой материал играет главную роль в накоплении терригенной части глубоководных осадков аридных зон. Сухо́сть воздуха в аридной зоне суши и океана определяет возможность подготовки, транспортировки и отложения в океане золотого осадочного материала, приводит к возникновению аридного седиментогенеза.

В последние годы в связи с подготовкой обобщающих работ по седиментогенезу в Мировом океане (Лисицын, 1974; Страхов, 1976) все больше и больше делается упор на количественную сторону оценки процессов поступления и накопления осадочного материала на дне. В названных выше сводках, а также в некоторых специальных работах зарубежных исследователей приведены цифры по расчету абсолютных масс осадочного вещества, поступающего в водную толщу и захороняющегося на дне Атлантического океана. Однако при дальнейшей разработке вопросов седиментогенеза с точки зрения их количественной оценки эти цифры нуждаются в уточнении.

Поэтому одним из авторов была поставлена задача уточнить имеющиеся расчеты по поступлению материала в Атлантический океан и по его захоронению на дне. Некоторые из этих вопросов частично решены: ранее были уточнены абсолютные массы осадочного вещества, поступающего в виде речных выносов и продуктов абразии берегов. Настоящая работа посвящена выяснению вопросов количественной и качественной оценки золотого материала. Каким образом и как далеко переносится золотой материал? Каково его распределение в толще атмосферы и в водной толще? По каким индикаторам можно проследить распределение золотого материала в осадках?

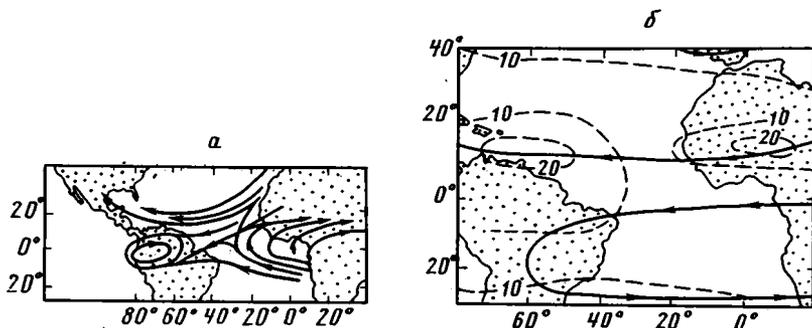
Мы располагаем пока лишь отрывочными сведениями о процессах поступления и количестве золотого материала в океане. Атмосферная пыль над Атлантическим океаном рассматривалась лишь отдельными исследователями (Абрамов, 1971; Бурлуцкий, 1971; Кац, Беленький, 1971; Лактионов и др., 1974). Кроме того, этот вопрос исследовался Ю. А. Богдановым и В. И. Живаго на НИС «Академик Курчатов» (1967 г.), а также в океанографических экспедициях по международным и советским проектам: BOMEX (1969; Carlson, Prosero, 1972), ТРОПЭКС (1972) и АТЭП (1974) на НИС «Академик Курчатов» и других судах. В некоторых из этих экспедиций участвовал один из авторов настоящей статьи. С целью выяснения ареалов распространения золотого материала по площади дна нами был изучен кварц в валовых пробах осадков на дифрактометре «Дрон-1,5» (600 проб верхнего слоя осадков),

а также выполнен большой объем других исследований по изучению минерального и химического составов водной взвеси и осадков Атлантического океана.

АТМОСФЕРНАЯ ПЫЛЬ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕЕ ВЫНОСА НАД ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКОЙ

Поле ветра в тропической зоне океана. Исследования последних лет подтвердили, что основной компонентой аэрозоля над океаном является минеральная пыль, образующаяся в пустынях аридных и полупустынных областей Африки. Процессы эрозии и дефляции в сочетании с турбулентными вихрями приводят к насыщению нижнего слоя воздуха пылью. Пыльные бури поднимают ее до высот 5—6 км, откуда она транспортируется на океан крупномасштабными потоками общей циркуляции атмосферы.

В последние годы отмечено возрастание концентрации пыли к северу от экватора, что обусловлено влиянием многолетней (1968—1974 гг.) засухи в Сахельском районе, уменьшением осадков и усилением эрозии почвы (Prospero, Nees, 1975). В период проведения программы АТЭП наблюдалось большое число «выбросов» воздуха в Атлантический океан из очагов формирования пылевых бурь в Центральной и Западной Сахаре. Анализ снимков Земли, полученных при помощи геосинхронного метеорологического спутника GMS-I, показал, что пыльные бури возникали севернее 20° с. ш., в районе огромных эргов. За период наблюдений там возникло 15 пыльных бурь, особенно интенсивных в Сахельском районе, где, по-видимому, нерационально используются земли под пастбища (Prospero, Nees, 1975).



Фиг. 1. Направление переноса воздушных масс над Тропической Атлантикой в июле (по Heastie, Stephenson, 1960)

а — у поверхности Земли; б — на уровне 700 мб (высота около 3 км). На схеме б пунктиром показаны изотехи, в миля/час

Как известно, основными воздушными течениями тропической зоны Атлантики являются пассаты северного и южного полушарий, встречающиеся во внутритропической зоне конвергенции. Мощность слоя пассатного переноса увеличивается от границ пассатной зоны к экватору; с высотой увеличивается скорость переноса. Летом северного полушария пассат распространяется во всей толще тропосферы. Характер воздушных потоков тропической зоны (фиг. 1) обеспечивает как вынос пыли из пустынных и полупустынных районов Африки, так и транспортировку ее через океан к берегам Америки. Особенно много пыли выносится в океан в прибрежной области между 22 и 10° с. ш., примыкающей к материку и получившей название «море мрака» (Фетт, 1961). Максимальное выпадение пыли в «море мрака» происходит в феврале, вторичный максимум наблюдается в августе. Карты повторяемости мглы

(Морской атлас, 1953) также показывают, что наиболее часто пыль над океаном наблюдается в зимний сезон северного полушария.

Однако исследования аэрозоля в секторе пассатов Северной Атлантики в течение последних 10 лет (Prospero, Nees, 1975) выявили четкий выраженный максимум концентрации пыли в июне — августе. Инструментальные измерения прозрачности воздуха на островах Зеленого Мыса с помощью солнечного фотометра (Volz, 1975) также показали, что там имеет место сильный летний максимум мутности, обусловленный выносом пыли из Сахары.

Измерения концентраций пыли в воздухе пассата южного полушария (Chester et al., 1971; 1972; Emery et al., Biscaye et al., 1974) показали, что его роль в переносе пыли гораздо меньше, чем пассата северного полушария. Например, среднее содержание пыли, принесенной из Сахары, на Бермудских островах (6 мкг/м^3), в 12 раз больше, чем на о. Святой Елены ($0,51 \text{ мкг/м}^3$), куда она приносится ветрами из прибрежной пустыни Намиб и внутриматериковой пустыни Калахари. В то же время расстояние от африканского побережья до Бермудских островов составляет 7000 км, а до о. Святой Елены — 2500 км.

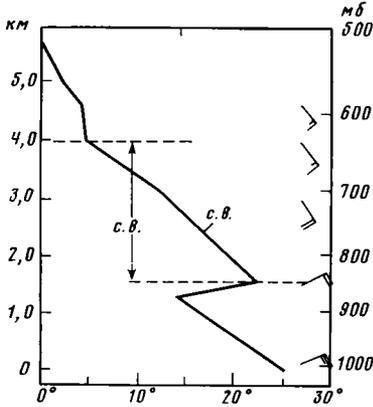
Годовой ход содержания пыли в воздухе тропиков южного полушария исследован недостаточно. Если судить по картам повторяемости мглы, то наиболее запыленным воздух бывает там зимой и весной южного полушария (Морской атлас, 1953). О надежности этих данных судить трудно, так как долгопериодных наблюдений за запыленностью воздуха не проводилось, а сборы отдельных экспедиций к периоду с марта по октябрь не захватывают летний сезон. Измерения показали, что роль эоловой пыли, выносимой из пустынь Калахари и Намиб, в процессах осадкообразования в центральных частях океана гораздо меньше, чем пыли, выносимой из Сахары (Chester et al., 1971).

Вертикальная структура запыленной атмосферы. Запыленный воздух обладает специфическими свойствами, изучение которых важно для его распознавания. Отсюда вытекает важность специальных наблюдений в запыленной атмосфере над океаном. Аэрологические и самолетные зондирования (Prospero, Carlson, 1970, 1972; Кац, Беленький, 1971; Carlson, Prospero, 1972; Лактионов и др., 1974) показали, что слой пыльного сухого и разогретого воздуха располагается на высоте от 1,5—2,0 до 5—7 км ($600\text{—}800 \text{ мб}$). Измерения, сделанные во время эксперимента VOMEX, показали, что воздух Сахары характеризуется высокими значениями потенциальной температуры, содержания пыли и радона-222 (Carlson, Prospero, 1972). В процессе движения воздуха над Атлантикой в результате процессов перемешивания и оседания пыль проникает в нижележащие слои, и ее концентрация там может стать значительной. Тем не менее измерения показывают, что концентрация пыли и связанная с ней мгла наиболее велики не в нижнем слое, а на высоте около 2—3 км (фиг. 2).

Аэрологическое зондирование выявляет слой сахарского воздуха как изэнтропический слой, внутри которого потенциальная температура близка к 40°С , отношение смеси водяной пар — сухой воздух сохраняется почти постоянным при средних значениях $2\text{—}4 \text{ г/кг}$. Верхняя поверхность слоя сахарского воздуха, являющаяся одновременно и верхней границей мглы, совпадает с инверсией, над которой отношение смеси быстро уменьшается с высотой. Нижняя часть изэнтропического слоя обычно на $5\text{—}6^\circ \text{С}$ теплее, чем нормальная тропическая атмосфера, поэтому над слоем влажного пассатного воздуха находится сильная инверсия температуры.

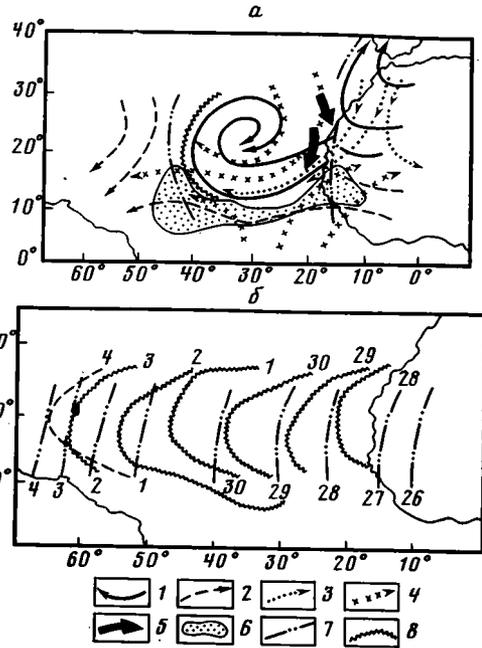
Горизонтальный градиент температуры между порциями сухого континентального и влажного океанического воздуха на уровне 2—3 км также велик, и раздел между ними имеет характер фронта. Слой сахарского воздуха характеризуется также наличием максимума скорости

ветра (20—26 м/сек) на уровне 3—4 км. Это связано с крупномасштабным температурным контрастом в пыльном слое (от основания слоя к вершине), вертикальный температурный градиент в котором близок к адиабатическому. Сахарский воздух покидает континент с потенциальной температурой 43—44°С, а на пути к Карибскому морю охлаждается на 3—4°С за счет радиационных потерь тепла.



Фиг. 2

Фиг. 2. Слой пыльного сахарского воздуха (с. в.), выявленный радиозондированием (температурной стратификацией) во время экспедиции на НИС «Академик Курчатов» 23 апреля 1970 г. в районе «Полигон-70» (16°35' с. ш., 32°30' з. д.)



Фиг. 3

Фиг. 3. Схема выноса пыли из Африки (по Carlson, Prospero, 1972)

а — модель воздушных течений, сопровождающих прохождение африканских возмущений и вынос пыли из Африки (по Carlson, Prospero, 1972); б — перемещение оси волны и пылевого фронта через океан; 1 — траектории пыльного воздуха на уровне 700 мб; 2 — траектории «чистого» воздуха на уровне 700 мб; 3 — траектории пыльного воздуха на уровне 850 мб; 4 — траектории «чистого» воздуха на уровне 850 мб; 5 — поток воздуха в нижних слоях вдоль побережья; 6 — погода тропического возмущения; 7 — ось волны; 8 — пылевой фронт. На схеме б цифрами (26—30 и 1—4) указаны дни июня и июля 1969 г.

Перемещение пылевого облака через океан. Снимки, сделанные с искусственных спутников Земли, позволяют распознать над поверхностью океана пылевые выносы, оценить их размеры и скорость перемещения. На фиг. 3 волнистой линией обозначен передний край пылевого выброса, располагавшийся за осью волнового африканского возмущения. Последовательные положения этой системы в период с 26 июня по 4 июля 1969 г. были установлены по фотографиям с искусственного спутника ATS-III. Перемещение масс сахарского воздуха к западу происходит обычно в среднем со скоростью 15 узлов (~8 м/сек), и для пересечения океана требуется всего лишь 5—7 дней. Детальное изучение выноса в океан крупного пылевого облака с континента Африки 22—27 апреля 1970 г. на НИС «Академик Ширшов» показало, что скорость переноса облака была 8—10 м/сек, т. е. близка к скорости северо-

восточного пассата. Горизонтальные размеры этого облака составляли 2—2,5 тыс. км (Кац, Беленький, 1971; Бурлуцкий, 1971).

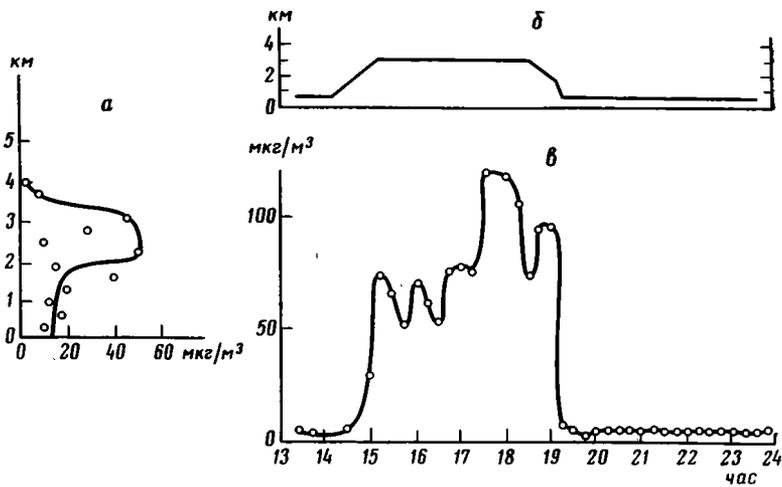
Модель потоков воздуха с африканской пылью была предложена (Carlson, Prospero, 1972) на основании знаний о циркуляции над Африкой и детального изучения отдельных выносов пыли. Модель (см. фиг. 3) предполагает, что вынос пыли с континента осуществляется через определенные промежутки времени и обусловлен прохождением тропических возмущений. Периодическое прохождение волновых возмущений приводит к соответствующему увеличению барических градиентов и скорости ветра и сопровождается увеличением подъема пыли в воздух. Осадки, связанные с возмущениями, вымывают частицы пыли и, следовательно, могут быть причиной периодических колебаний концентрации пыли в воздухе. Когда ось ложбины волнового возмущения пересекает побережье, впереди нее находится влажный морской воздух, поступающий с северными потоками из Атлантики. За осью ложбины нагретый и запыленный сахарский воздух, встречаясь с океаническим, оттекает частично к северу, вдоль западной периферии высотного африканского антициклона, в сторону умеренных широт. Другие порции сахарского воздуха смещаются в тылу ложбины на океан в форме крупномасштабного антициклонического вихря. Эта модель учитывает все крупномасштабные потоки, участвующие в циркуляции при прохождении пыльных выносов, а также дает физическое объяснение многим экспериментально наблюдаемым явлениям. Есть мнение, что в отличие от предложенной модели вынос пыли из Сахары совершается не в антициклоническом, а в циклоническом вихре средних уровней (Бурлуцкий, 1971).

КОНЦЕНТРАЦИЯ ПЫЛИ НАД ОКЕАНОМ

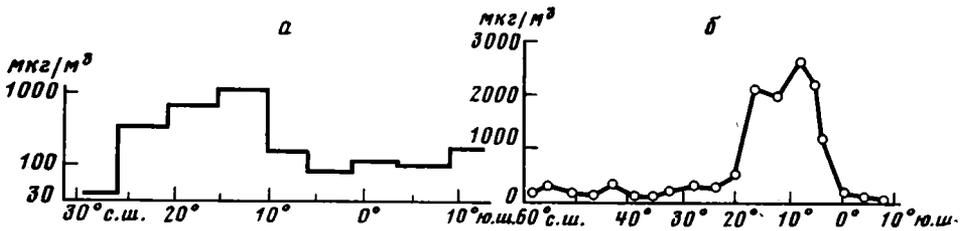
По данным Барбадосского океанографического эксперимента WOMEX в 1969 г., наибольшие концентрации пыли были обнаружены в слое сахарского воздуха на высоте от 1,5 до 3,7 км (в среднем 61 мкг/м^3). В нижних же слоях (под сахарским воздухом) средняя концентрация была равной 22 мкг/м^3 . В разные периоды времени средние их значения колебались в пределах $40\text{—}61 \text{ мкг/м}^3$ (фиг. 4, а). Максимальное значение концентрации (160 мкг/м^3) было обнаружено в 300 км за «пылевым фронтом». В нижних слоях (под сахарским воздухом) средняя концентрация была равна 22 мкг/м^3 . С целью изучения особенностей распределения пыли в вертикальном разрезе были проведены специальные исследования при помощи самолета (фиг. 4, б, в): концентрация пыли резко увеличилась, как только самолет поднялся с нижних уровней на высоту 2,7 км, и оставалась высокой ($50\text{—}120 \text{ мкг/м}^3$) в течение всего полета на высоте 3 км. Резкое уменьшение концентрации с 95 до 6 мкг/м^3 произошло при уменьшении высоты с 3 до 0,4 км, т. е. при переходе из слоя пыльного африканского воздуха в нижние слои пассата.

Исследования концентрации пыли в Тропической Атлантике во время советского тропического эксперимента «ТРОПЭКС-72» показали, что на меридиане 19° з. д. максимальная концентрация пыли имела место в районе между 10 и 15° с. ш. и была равной 110 мкг/м^3 (фиг. 5, а). Другие измерения показали, что общий фон содержания твердых примесей колеблется в пределах от 10 до 30 мкг/м^3 (фиг. 5, б). Лишь между 18 и 6° с. ш. содержание примесей возросло почти на порядок, достигнув $23\text{—}24$ апреля 1970 г. $270\text{—}280 \text{ мкг/м}^3$. Максимальные концентрации пыли были связаны с выносом из Сахары плотного пылевого облака.

Определений концентраций пыли в пассате южного полушария гораздо меньше, чем к северу от экватора. Между 16° ю. ш. и экватором средняя концентрация пыли равнялась $0,55 \text{ мкг/м}^3$, а пределы колебаний — $0,33\text{—}0,70 \text{ мкг/м}^3$ (Chester et al., 1971). Концентрации пыли во внутритропической зоне конвергенции были сходными с содержанием



Фиг. 4. Концентрации пыли в воздухе над Атлантическим океаном
a — среднее вертикальное распределение аэрозоля в период с 19 июня по 2 июля 1969 г. (BOMEX); *б* — высота самолета и *в* — концентрация аэрозоля во время эксперимента BOMEX 14 июля 1969 г. (Carlson, Prospero, 1972)



Фиг. 5. Концентрации пыли в воздухе над Атлантическим океаном
a — весовые концентрации аэрозоля вдоль 19° з. д. по измерениям АТЭП (Лактионов и др., 1974), *б* — изменение содержания твердых примесей в атмосфере на разрезе по 30° з. д. в апреле 1970 г. (Кац, Беленький, 1971)

пыли в юго-восточном пассате. В то же время в пассате северного полушария средняя концентрация пыли была во много раз больше: $24,5 \text{ мкг/м}^3$.

Более детальные исследования между 27° с. ш. и 34° ю. ш. позволили заключить, что средняя концентрация пыли в пассате северного полушария составляет 57 мкг/м^3 (Chester et al., 1972), а максимальная — 133 мкг/м^3 . Переменные ветры внутритропической зоны конвергенции несли в среднем $0,23 \text{ мкг/м}^3$, юго-восточный пассат — $0,14 \text{ мкг/м}^3$, в то время как южные ветры к югу от 26° ю. ш. — всего $0,07 \text{ мкг/м}^3$. Другими исследованиями (Biscaye et al., 1974) выяснено, что в 1971—1972 гг. в поясе между 10 и 15° с. ш. средняя концентрация пыли равнялась 10 мкг/м^3 , уменьшаясь к северу до 1 мкг/м^3 , а к югу — менее 1 мкг/м^3 . В 1972—1973 гг. концентрация растворимых (соль) и нерастворимых (пыль) частиц превышала 60 мкг/м^3 , а местами (у побережья Сенегала) во время сильных выносов пыли она достигала почти 1 мг/м^3 (Emery et al., 1974).

Р. Честер (Chester, 1972), обобщив сведения о содержании пыли в воздухе, составил карту распределения эоловой пыли в нижней атмосфере над Атлантикой. Карта отражает основные закономерности распределения пыли над океаном: максимальные концентрации у берегов Западной Африки между 10 и 25° с. ш. на порядок меньше концентрации

в северо-восточном пассате, еще меньше они в юго-восточном пассате, но в последнем больше, чем в западном переносе умеренных широт. Р. Честер считает, что для нижней атмосферы можно принять следующие средние концентрации пыли по трем макрорайонам Северной Атлантики ($мкг/м^3$): Восточная Атлантика — 10, Срединно-Атлантический хребет — 4, Западная Атлантика — 2.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПЕРЕНОСА ПЫЛИ ЧЕРЕЗ ОКЕАН И МЕХАНИЗМ ЕЕ ОСЕДАНИЯ

Количественная оценка пыли. Пыль, собранная в Северной Атлантике у поверхности океана, может быть как материалом, выпавшим из запыленного сахарского воздуха, так и принесенной с побережий Испании, Сахары, Мавритании и Сенегала северными океаническими ветрами. Несмотря на увеличение измерений содержания пыли в нижнем слое воздуха над Атлантикой, они еще не могут быть использованы для подсчета переноса материала через океан. Этот воздух подстиляет пыльный сухой и горячий африканский (сахарский) воздух, создавая слоистую структуру атмосферы, что было описано выше. Поэтому для количественных расчетов необходимо учитывать по крайней мере столб воздуха высотой около 5 км.

Более или менее надежные расчеты количественного переноса пыли пока могут быть выполнены лишь для Западной Атлантики. Приняв на основании измерений среднюю концентрацию пыли в столбе воздуха над о. Барбадос равной $25 мкг/м^3$, среднюю скорость переноса $25 км/час$ ($7 м/сек$), высоту слоя переноса 5,5 км, некоторые авторы (Prospero, Carlson, 1972) получили, что через долготу Барбадоса переносится 0,14 млн. т пыли в сутки или 37 млн. т за период переноса (за 6 месяцев).

Поскольку для восточной и центральной частей океана нет данных о распределении пыли в вертикальном столбе воздуха, обратимся к примерным расчетам и моделям, используя данные по приводному слою. Нам представляется, что наиболее удобно (и правильно) рассчитать перенос пыли через 20° з. д., вдоль которого имеется достаточное количество данных. Расчеты для нижнего (подсахарского) слоя выполним, предположив, что толщина слоя 1,5 км, ширина пояса переноса $10—25^\circ$ с. ш., средняя скорость переноса $6,5 м/сек$ ($23 км/час$). Средние концентрации пыли в данном поясе различаются по данным различных источников от 8 до $50 мкг/м^3$ (табл. 1). Как видно, оценки переноса пыли изменяются от 0,01 до 0,07 млн. т в сутки, а в среднем за полугодовой сезон наибольшего переноса — от 1,8 до 12,7 млн. т.

Для построения модели переноса в верхнем слое предположим, что толщина такого слоя 3,5 км ($1,5—5,0 км$), скорость переноса — $8,5 м/сек$ ($30,5 км/час$). Перенос пыли в верхнем слое рассчитаем при двух предположениях: 1) концентрация пыли в «сахарском» слое в 2,5 раза больше, чем в нижних слоях (по аналогии с фактическим соотношением на о. Барбадос); 2) концентрация пыли в 2 раза превышает концентрацию в нижних слоях.

Суточный перенос пыли через меридиан в верхнем слое в зависимости от концентрации колеблется в пределах $0,09—0,54$ млн. т в сутки, а за 6 месяцев переноса — от 12,8 до 99,7 млн. т. От поверхности до высоты 5 км абсолютная масса эоловой пыли колеблется в пределах от 13 до 112 млн. т за 6 месяцев. Средняя из всех значений величина переноса 0,29 млн. т в сутки или 53 млн. т за 6 месяцев. Эта средняя величина в 1,5—2 раза больше, чем на западе океана. Действительно, в летние месяцы повторяемость мглы у островов Зеленого Мыса гораздо больше ($15—25\%$), чем у о. Барбадос ($\sim 5\%$). Сколько пыли переносится в южной части океана, рассчитать пока трудно. В зоне $0—10^\circ$ ю. ш. в слое $0—3 км$ ее количество приблизительно равно 0,4 млн. т за 6 меся-

Таблица 1

Абсолютные массы эоловой пыли Африки, переносимой воздухом через меридиан 20° з. д.

Принятая средняя концентрация пыли		мкг/м ³	мкг/час	т/час	млн. т в сутки	млн. т за 6 месяцев
мкг/м ³						
нижний слой	верхний слой					
а) 10—25° с. ш., в слое 0—1,5 км (нижний слой)						
50 ¹	—	2,8·10 ¹⁵	2872	0,07	12,7	
47 ²	—	2,7·10 ¹⁵	2700	0,06	11,9	
20,5 ³	—	1,2·10 ¹⁵	1178	0,03	5,2	
8 ⁴	—	0,4·10 ¹⁵	460	0,01	1,8	
б) 10—25° с. ш., в слое 1,5—5,0 км (верхний слой, концентрация пыли в 2 раза выше, чем в нижнем слое)						
—	125	22,6·10 ¹⁵	22 582	0,54	99,7	
—	50	9,0·10 ¹⁵	9 032	0,22	39,9	
—	20	3,6·10 ¹⁵	3 613	0,09	16,0	
в) 10—25° с. ш., в слое 1,5—5,0 км (верхний слой, концентрация пыли в 2 раза выше, чем в нижнем слое)						
—	100	18,1·10 ¹⁵	18 065	0,43	79,8	
—	40	7,2·10 ¹⁵	7 226	0,17	31,9	
—	16	2,9·10 ¹⁵	2 890	0,07	12,8	
г) 10—25° с. ш., в слое 0—5 км						
50	125	25,4·10 ¹⁵	25 454	0,61	112,4	
50	100	20,9·10 ¹⁵	20 937	0,50	92,5	
20,5	50	10,2·10 ¹⁵	10 210	0,25	45,1	
20,5	40	8,4·10 ¹⁵	8 404	0,20	37,1	
8	20	4,0·10 ¹⁵	4 073	0,10	18,0	
8	16	3,4·10 ¹⁵	3 350	0,08	14,8	
Среднее:	—	—	—	0,29	53,0	
д) 0—10° ю. ш., в слое 0—3 км						
1,25	—	1,0·10 ¹⁵	100	0,002	0,4	

¹⁻⁴: 1 — Emery et al., 1974; 2 — Chester, 1972; 3 — Chester et al., 1971; 4 — Biscaye et al., 1974.

цев. Исходя из данных Р. Честера (Chester, 1972) и П. Бискайе (Biscaye et al., 1974), можно предположить, что в южных широтах в 10-градусных зонах переносится несколько больше пыли, чем в зоне 0—10° ю. ш. Мы условно принимаем, что в каждой из таких зон (10—20, 20—30 и 30—40° ю. ш.) переносится по 1—2 млн. т за 6 месяцев. Следовательно, по всей Южной Атлантике с Африки будет выноситься около 5 млн. т эолового материала за 6 месяцев.

В северном полушарии пыль активно выносится не только в полосе 10—25° с. ш., как это нами рассчитано (см. табл. 1), но и в других зонах. Исходя из вышеприведенных данных, можно предположить, что в зоне 0—10° с. ш. переносится около 5 млн. т за 6 месяцев, а в зоне 25—40° с. ш.— около 10 млн. т. Всего, таким образом, из Северной Африки выносится 68 млн. т за 6 месяцев, а из всей Африки — 73 млн. т за 6 месяцев. Так как пыль, хотя и ослабленными темпами (примерно в 5 раз слабее), но продолжает выноситься и в оставшиеся 6 месяцев (около 14 млн. т), то можно предположить, что за 1 год из Африки будет вынесено 87 млн. т эоловой пыли.

Частично эоловая пыль поступает в Атлантический океан и с других материков. Это подтверждено многочисленными данными зарубежных исследователей, а также Ю. А. Богдановым на НИС «Академик Курчатов». Однако у других материков концентрации пыли (например, у Европы) в 10—100 раз меньше, чем у Африки. Для количественной оценки эолового материала, поступающего из Европы, Северной Америки и

Скорости накопления золотого и валового осадочного материала на дне Атлантического океана в области северо-восточного пассата, *мм/1000 лет*

Тип накапливающегося материала	Восточная Атлантика	Срединно-Атлантический хребет	Западная Атлантика
<i>По R. Chester (1972)</i>			
Золотая пыль	0,85—4,25	0,34—1,70	0,17—0,85
Терригенный материал (по Гриффину)	1—8	0,70	1—8
<i>По А. А. Лисицыну (1974)</i>			
а) Валовое осадочное вещество	3—30	—	3—30
б) Абиогенный (терригенный) материал *	3—15	—	3—15

* Рассчитано нами, исходя из содержания биогенного вещества (CaCO_3 , SiO_2 аморф и $\text{C}_{орг}$) в осадках (Емельянов и др., 1975).

Южной Америки, данных пока недостаточно. Мы допускаем, что ее абсолютные массы составляют около 10% абсолютных масс африканской пыли (9 млн. т). Таким образом, общий вклад золотого материала в баланс осадочного вещества, поступающего в Атлантику, окажется равным 96 млн. т или округленно — 100 млн. т в год.

Механизмы оседания пыли. Пыль, содержащаяся в воздухе, может оседать на поверхность океана под влиянием различных причин: гравитационного оседания, вымывания дождями, динамического оседания в обширных субтропических антициклонах. Роль каждого из этих факторов в Атлантическом океане рассматривалась ранее (Абрамов, 1971). Расчеты показали, что гравитационное выпадение преимущественно частицам размером более 8 *мкм*, а большинство частиц (>70%), собранных в морской атмосфере, имеет размер менее 5 *мкм* (Game, 1964, Chester, 1972). Крупная фракция сахарской пыли оседает преимущественно вблизи африканского побережья, между материком и островами Зеленого Мыса. Оседанию пыли в тропической зоне Атлантики способствуют также крупномасштабные нисходящие движения воздуха в системе субтропических антициклонов, сопровождающиеся дивергенцией воздушных потоков у поверхности океана.

Известные из литературы оценки поступления вещества в океан из атмосферы изменяются в широких пределах. По С. Юдсону (Judson, 1968), в мировом масштабе океан получает из воздуха от 60 до 360 млн. т вещества. Есть оценки в 200, 100—500 млн. т/год. По А. П. Лисицыну (1974), в Мировой океан ежегодно поступает 1600 млн. т золотой пыли. В западной части Атлантического океана при средней концентрации 25 *мкг/м³* на каждый *см²* оседает 0,4 г золотого вещества за 1000 лет (Prospero, Carlson, 1972). Это количество соответствует 5—6 *мм* осадков на дне океана. Данная скорость седиментации совпадает с установленной для этого района скоростью накопления CaCO_3 : от 2 до 10 *мм* за 1000 лет. Если отложение в 0,4 *г/см²* принять характерным для всего пояса северных пассатов от 10 до 25° с. ш., то ежегодное отложение массы составит 30 млн. т, т. е. количество, сравнимое с переносом пыли в воздухе над западной областью. Даже минимальные величины золотых отложений на Срединно-Атлантическом хребте (табл. 2) составляют 50% общего количества терригенного материала. Следовательно, в этом районе, удаленном от воздействия рек и имеющем своеобразную топографию, вклад золотых отложений в глубоководные осадки больше, чем в Западной Атлантике.

Если осреднить все исходные концентрации для нижнего и верхнего слоев (см. табл. 1), то средняя концентрация пыли в 5-км столбе соста-

вит 40 мкг/м^3 . Принимая среднюю скорость оседания пыли 1 см/сек , получим, что в сутки на каждый см^2 будет выпадать $3,4 \text{ мкг}$ пыли, за год $625,6 \text{ мкг}$ ($6 \text{ т/км}^2/\text{год}$), а за 1000 лет — $0,6 \text{ г/см}^2$ (6000 т/км^2).

Приведенные данные по возможному поступлению эолового вещества в океан приблизительны. Для более точных оценок необходимы фундаментальные исследования о содержании пыли над океаном. Необходимо также учитывать перераспределение поступающего из воздуха материала океаническими течениями, вклад которого пока не оценивался. Однако весь проанализированный материал подтверждает представления о том, что в современном океаническом осадкообразовании роль атмосферной пыли довольно велика. Согласно расчетам А. П. Лисицына (1974), в глубоководных областях Восточной Атлантики общая скорость осадконакопления в северной аридной зоне равна: для красных глин котловин Зеленого Мыса и Канарской — $3 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$, для пелагических высококарбонатных фораминиферовых илов побережья Африки — $30 \text{ мм}/1000 \text{ лет}$. Абсолютные массы валового осадочного вещества, накапливающегося в этих областях, соответственно равны $0,4$ — $1,0$ и $1,0$ — $5,0 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$. Красные глины на 90 — 95% состоят из абиогенного вещества (в основном терригенного), в то время как в фораминиферовых илах на долю абиогенного материала падает 30 — 50% (Емельянов и др., 1975). Следовательно, абсолютные массы абиогенного (терригенного) материала в зоне распространения фораминиферовых осадков будут в 2 раза меньше ($0,5$ — $2,5 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$).

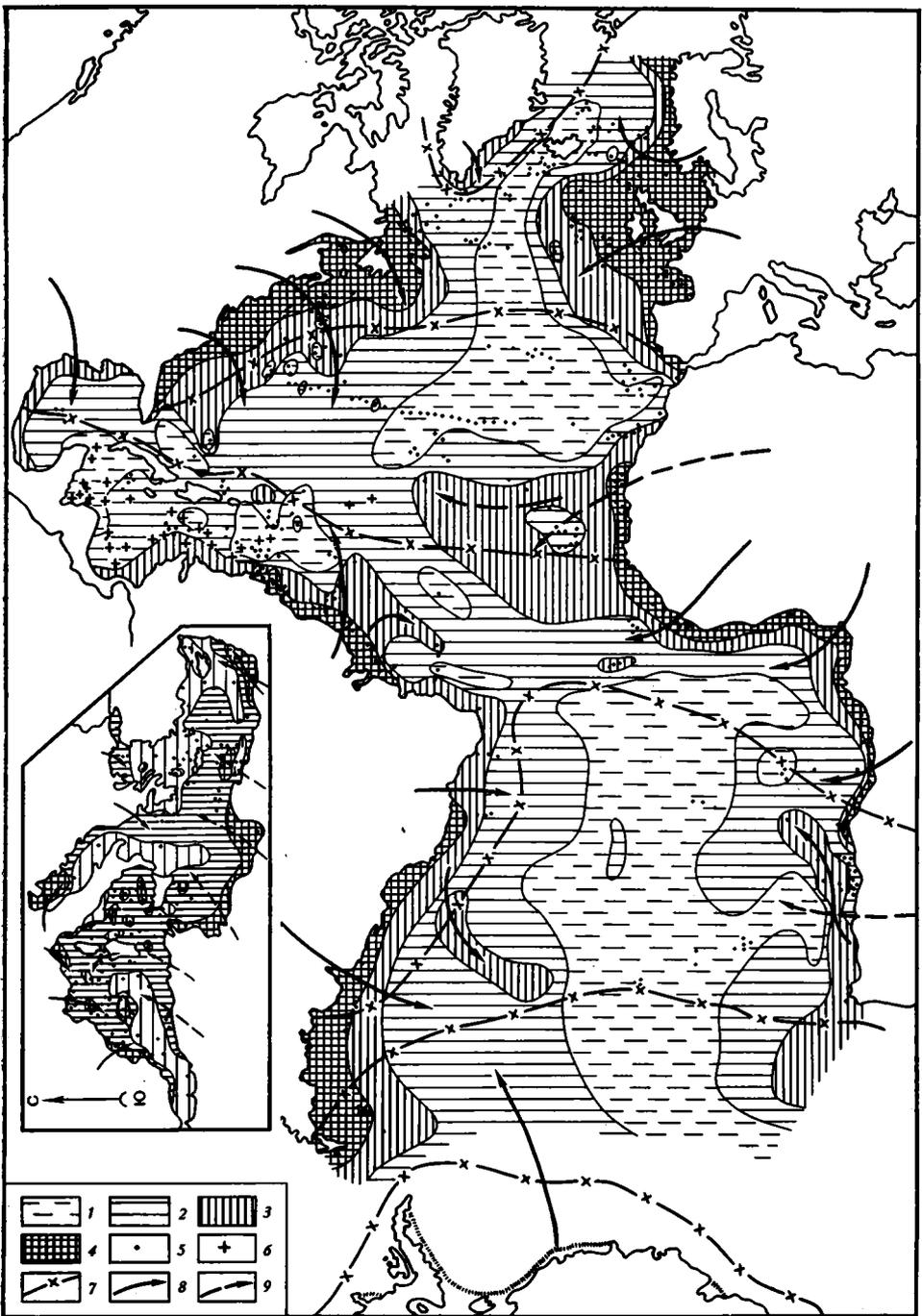
Таким образом, исходя из наших средних данных об абсолютных массах эоловой пыли ($0,6 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$) и данных А. П. Лисицына о валовом абиогенном материале осадков ($0,4$ — $2,5 \text{ г/см}^2/1000 \text{ лет}$), можно предположить, что в красных глинах на долю эолового материала будет падать от 100 до 50% всего абиогенного материала, а в фораминиферовых глубоководных илах побережья Африки — 25 — 50% всего абиогенного материала или 10 — 25% всего вещества осадков. По оценкам других авторов (Windom, 1975), величина вклада эолового материала в современные отложения аридных зон оценивается в 10 — 30% от ежегодной суммы его осаждения. Так или иначе эоловый процесс в северной аридной зоне Атлантического океана является ведущим в части накопления абиогенного осадочного материала на дне. В других климатических зонах роль эолового материала значительно меньше.

ИНДИКАТОРЫ ЭОЛОВОЙ ПЫЛИ И АРЕАЛЫ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НА ДНЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Большой интерес представляет сопоставление различных методов анализа собранной над океаном пыли. Гранулометрический, минералогический, химический (в том числе и изотопный) методы позволяют судить об очагах происхождения пыли, о возможности участия пыли из разных питающих провинций в осадконакоплении, а также об ареалах преимущественного накопления эолового материала.

Сопоставление данных по содержанию радона-222 в приземном слое с уровнем запыленности атмосферы над океаном показывает четкую связь между запыленностью воздуха и содержанием в нем радона (Proserpio, Carlson, 1970; Лактионов и др., 1974; Кац, Беленький, 1971). Измерения концентрации радона-222 показали, что он может быть хорошим индикатором движения и преобразования запыленных воздушных масс на их пути от Африки через океан.

Применение Rb—Sr- и Sr-изотопного анализов к образцам атмосферной пыли (Biscaye et al., 1974) показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяет отличить пыль Сахары от пыли Калахари или других пустынь южного полушария. Кроме того, отношение Rb/Sr к Sr-изотопу позволяет установить различия между атмосферной пылью и глубоководными от-



Фиг. 6. Распределение кварца в валовых пробах верхнего слоя (0—5 см) осадков Атлантического океана (в пересчете на бескарбонатное вещество), в % от валовой пробы осадка

1 — <10; 2 — 10—20; 3 — 20—40; 4 — >40; 5 и 6 — местоположение изученных проб (6 — по Griffin, Goldberg, 1969); 7 — границы климатических зон (по А. П. Лисицыну, 1974); 8 — основные пути поступления терригенного (речного) кварца; 9 — основные пути поступления эолового кварца. При составлении карты использовались также данные: Goldberg, Griffin (1964); Ellis, Moore (1973)

ложениями к востоку и западу от Срединно-Атлантического хребта. Важными индикаторами происхождения пыли являются растительные остатки (Folger, 1970).

Одним из важнейших методов изучения эоловой пыли и ареалов ее распространения на дне является метод изучения ее минерального состава. Выявлено, что тонкодисперсная (глинистая) часть эоловой пыли и донных илов северной аридной зоны Атлантики очень сходны (Chester, 1972; Емельянов и др., 1975). То же самое можно сказать и о песчано-алевритовой части пыли и осадков океана. Было выяснено (Radczewski, 1937), что наиболее эффективным индикатором поступления и распространения грубодисперсного ($>1-10$ мкм) эолового материала является кварц. Кварц — один из основных минералов почв пустынь и эоловой пыли (Game, 1964; Chester et al., 1972). Он активно выносится в океан и может быть использован как характерный индикатор питающей петрографической провинции Северной Африки. Исходя из этого, мы изучили распределение кварца в верхнем слое осадков всего Атлантического океана. Этот минерал в океане в целом распределен согласно циркумконтинентальной зональности: его много у берегов и мало в пелагических областях, особенно в области Срединно-Атлантического хребта (фиг. 6). Однако в северной аридной зоне выделяется большой «язык» повышенных содержаний кварца, простирающийся от берегов Северо-Западной Африки до Срединно-Атлантического хребта. Это указывает, что главным источником кварца в северной аридной зоне Атлантического океана действительно является Северная Африка. Очевидно, подобный «язык» повышенных содержаний кварца, но значительно меньших размеров, существует и в южной аридной зоне Атлантики. Недостаточность фактического материала пока не позволяет нам сейчас говорить об этом однозначно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многочисленные данные о концентрациях пыли в воздухе и о ее распределении над океаном говорят о том, что в северной аридной зоне Атлантического океана вынос и осаждение эоловой пыли являются ведущим процессом в накоплении абиогенного (терригенного) материала в донных осадках. Эоловая пыль из Сахары выносится преимущественно в слое воздуха 1,5—5,0 км.

За 6-месячный период наибольшего выноса пыли из Северной Африки выносится в Атлантический океан 68 млн. т, а из всей Африки — 73 млн. т эолового материала. За 1 год из Африки предположительно выносится в Атлантику 87 млн. т, а всего в этот океан — около 100 млн. т.

Наши расчеты показывают, что в общем балансе терригенного вещества, ежегодно поступающего в Атлантический океан, на долю эолового материала падает 3,6%, а с учетом биогенного, хемогенного и вулканогенного материалов — 3,1%.

Средняя скорость аккумуляции эолового материала на дне северной аридной зоны Атлантического океана $0,6$ мг/см²/год (6 т/км²/год), а за 1000 лет — $0,6$ г/см² (6000 т/км²/год), что составляет от 50 до 90% всего осадочного материала в областях распространения красных глин или 10—25% всего осадочного вещества, накапливающегося в областях распространения глубоководных фораминиферовых илов.

Существует много литолого-геохимических индикаторов источников поступления и ареалов преимущественного накопления эоловой пыли, однако наиболее разработан минералогический, в особенности данные о содержаниях и распределении в осадках кварца. Из карты распределения этого минерала видно, что эоловый материал Северной Африки действительно накапливается преимущественно в северной аридной зоне, в особенности в областях между Африкой и Срединно-Атлантическим хребтом. В других областях кварца значительно меньше.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Р. В.* Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном.— В сб.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
- Бурлуцкий Р. Ф.* О выносе пыли из Африки в Атлантический океан весной 1970 г.— Тр. Гидрометеоцентра, 1971, вып. 87.
- Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. Калининград, 1975.
- Кац А. Л., Бельский В. С.* О случае выноса в океан крупного пылевого облака с континента Африки.— В сб.: Квазидвухлетняя цикличность и циркуляция в атмосфере и океане. М., Гидрометеоиздат, 1971.
- Лактионов А. Г., Гудименко А. В., Копченков В. М., Семко И. Н.* Некоторые характеристики аэрозоля тропической зоны Атлантического океана.— В сб.: ТРОПЭКС-72. М., Гидрометеоиздат, 1974.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Морской атлас. Л., 1953, т. II.*
- Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976.
- Фетт В.* Атмосферная пыль. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Biscaeje P., Chesselet R., Prospero G.* Rb-Sr, ⁸⁷Sr⁸⁶Sr isotope system as an index of provenance of continental dusts in the open Atlantic ocean.— J. Recherches Atmospheriques, 1974, v. VIII, No. 3—4.
- Carlson T. N., Prospero J. M.* The large-scale movement of Saharian Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. Applied Meteorology, 1972, v. 11, No. 2.
- Chester R.* Geological, geochemical and environmental implications of the marine dust veil. The changing chemistry of the oceans. Nobel Symposium 20, Stockholm, 1972.
- Chester R., Elderfield H., Griffin J. J.* Dust transported in the North-East and South-East Trade-Winds in the Atlantic ocean.— Nature, 1971, v. 233, No. 5320.
- Chester R., Elderfield H., Griffin J., Johnson L. R., Padgham R.* Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic ocean.— Marine Geol., 1972, No. 13.
- Emery K. O., Lepple F., Toner L., Uchupi E., Rioux R., Pople W., Hubbert E.* Suspended matter and other properties of surface waters of the Northeastern Atlantic ocean.— J. Sediment. Petrol., 1974, v. 44, No. 4.
- Ellis D. B., Moore T. C.* Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and the calcite compensation level in the South Atlantic ocean.— J. Marine Res., 1973, v. 31, No. 3.
- Folger D. W.* Wind transport of land-derived material, biogenic and industrial matter over the North Atlantic.— Deep Sea Res., 1970, v. 17.
- Game P. M.* Observations on a dust fall in the eastern Atlantic. February 1962. J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, No. 2.
- Goldberg E. D., Griffin J. J.* Sedimentation rates of mineralogy in the South Atlantic.— J. Geophys. Res., 1964.
- Griffin J. J., Goldberg E. D.* Recent sediments of Caribbean sea. Memoir No. 11. The American Assoc. of Petrol. Geologists, 1969.
- Heastie H., Stephenson P. M.* Upper winds over the World.— Geophysical Memoirs, 1960, v. 13, No. 103.
- Judson S.* Erosion of the land.— Amer. J. Sci., 1968, v. 56, No. 356.
- Prospero J. M., Carlson T. N.* Radon-222 in the North Atlantic Trade-Winds: its relationship to dust transport from Africa.— Science, 1970, v. 167.
- Prospero J. M., Carlson T. N.* Vertical and areal distribution of Saharian dust over the Western Equatorial North Atlantic ocean.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 27.
- Prospero J. M., Nees R. T.* Dust concentration in the atmosphere of the Equatorial North Atlantic: Effect of the Sahelian draught. Univ. of Miami S. L., 1975.
- Radczewski O. E.* Die Mineralfazies der Sedimente des Kapverden-Beckens. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans (C. Correns). Exp. «Meteor», Berlin, 1937, v. 3.
- Volz F. E.* Turbidity and Solar aureole in the maritime tropics.— 2nd Conf. Atmos. Radiat., Arlington, Va, 1975. Collect Abstracts. Boston, Mass., S. A., 1975.
- Windom H. L.* Eolian contributions to marine sediments.— J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, No. 2.

Атлантическое отделение
Института океанологии АН СССР,
Калининград

Дата поступления
5.IV.1977

УДК 553.641(261/264)

ФОСФОРИТЫ ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Г. С. ХАРИН, А. В. СОЛДАТОВ

Приводятся новые данные о фосфоритах, собранных при драгировках и тралениях на глубинах от 2700 до 520 м в открытой части океана, т. е. за пределами шельфа и континентального склона. Среди фосфоритов выделены афанитовые, зернистые, конгломератовидные и брекчиевидные разновидности. Дается сопоставление изученных фосфоритов с фосфоритами атлантического шельфа Африки и фосфоритами подводных гор других океанов.

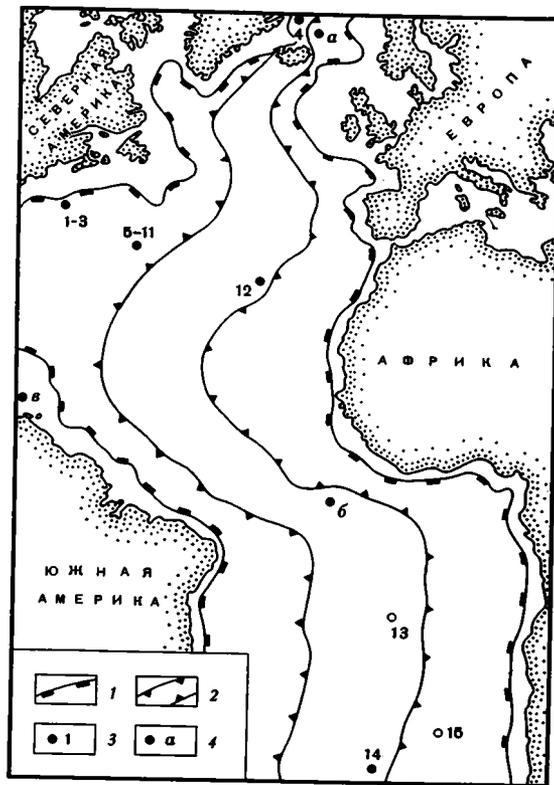
В последние годы нами и Н. Н. Дерюгиным во время экспедиций на НИС «Академик Курчатов» и научно-промысловых судах было получено большое количество образцов фосфоритов и фосфатных пород в различных районах Атлантического и Северного Ледовитого океанов (фиг. 1). Эти находки представляют значительный интерес, так как сделаны за пределами шельфа и континентального склона, на которых фосфориты многочисленны и достаточно хорошо изучены (Батулин, Безруков, 1971; Безруков, Батулин, 1976; Харин, Солдатов, 1975; Sumterhayes et al., 1972; Emery, Uchupi, 1972, и др.). В открытой части океана фосфориты весьма редки и слабо изучены, поэтому их детальная литологическая характеристика, определение возраста, сопоставление с фосфоритами других океанов и шельфа должны заинтересовать исследователей, так как это важно не только для решения вопросов фосфатонакопления, но и для восстановления истории геологического развития океана.

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЙОНОВ СБОРА ФОСФОРИТОВ

Сбор фосфоритов производился при драгировках и тралениях склонов и вершин подводных гор, плато, возвышенностей и хребтов на глубинах от 2700 до 520 м (табл. 1). Поскольку эти районы обладают различными физико-географическими и геологическими условиями, следует дать хотя бы краткую их характеристику.

При драгировках двух безымянных гор в северо-западной части Северо-Американской котловины были собраны измененные щелочные базальты, гялокластиты, туфы, мелоподобные алевролиты, фосфориты и фосфатизированные породы (табл. 1, обр. 1—3). Эти подводные горы находятся в цепи Новоанглийских гор. Она объединяет вытянутую вдоль 39—40° с. ш. на 1200 км группу из 60 потухших вулканов высотой от 400 до 4000 м. Ранее (Feden, 1966; Taylor, Nekinian, 1971) на некоторых подводных горах были собраны фосфатизированные базальты.

По результатам глубоководного бурения и геолого-геофизических наблюдений представляется, что подводные горы, где развиты фосфориты и фосфатизированные породы, имеют следующее строение. Основание и средняя часть гор сложена толентами, субщелочными и щелочными



Фиг. 1. Местонахождение фосфоритов в открытой части Атлантического океана

1 — подножье континентального склона; 2 — граница Срединно-Атлантического хребта; 3 — пункты сбора фосфоритов и номера изученных образцов; 4 — некоторые из ранее известных проявлений фосфоритов на дне океана: а — на хребте Ян-Майен (Харин, 1974), б — на склоне желоба Романш (Бонатти и др., 1973), в — на поднятии Авес в Карибском море (Marlowe, 1970)

базальтами, их туфами и гиалокластитами. Образование этих пород закончилось в основном 70—150 млн. лет назад. Длительное время они подвергались гальмиролитическим и гидротермальным преобразованиям, в результате чего первичный состав пород сильно изменился и широкое развитие получили глинистые минералы, цеолиты, карбонаты. Верхняя часть подводных гор обычно состоит из осадочных пород, среди которых преобладают органогенные, в том числе рифовые известняки. В основании осадочной толщи развиты базальные слои с продуктами размыва и переотложения подстилающих вулканических пород. Следует отметить, что на вершинах подводных гор Северной Атлантики (а также и Южной) обычно присутствует и экзотический каменный материал (различные гнейсы, граниты, сланцы и т. д.) ледово-айсбергового, главным образом плейстоценового, разноса. Конкретные условия и форма залегания фосфоритов пока не установлены. Можно лишь предполагать, что основная их масса приурочена к определенным стратиграфическим горизонтам в осадочной толще.

Фосфатистые алевроиты срединно-океанического хребта Кольбейнсей (см. табл. 1, обр. 4) собраны драгированием на склоне рифтовой долины. Несколько небольших (до $4 \times 3 \times 3$ см) слабосцементированных образцов было получено при разборе большого количества камней и терригенного ила. Каменный материал представлен в основном свежими

Местонахождение, характеристика и возраст исследованных образцов фосфоритов

№ образца	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика	Состав фауны, возраст
1	29°23' с. ш. 65°25'6" з. д. 39°22'3" с. ш. 65°26'3" з. д.	2700— —2300	Фосфориты афанитовые сливные, желто-бурые с костными остатками и прожилками карбонатов	Редкие плохой сохранности остатки фораминифер (?), радиолярий (?), диатомовых водорослей (?), кости морских млекопитающих и рыб. Возраст фосфоритов не определен
2	То же		Фосфорит афанитовый песчанистый, пористый зеленовато-серый с окатанными зернами кварца, циркона, базальтов, амфиболитов, кварцитов, табличками плагиоклаза. Цемент базальный, фосфатный	То же
3	»		Фосфорит афанитовый алевритистый, пористый желто-серый	»
4	70°39'8" с. ш. 14°17'9" з. д. 70°39'5" с. ш. 14°19'5" з. д.	1400— —1000	Фосфатистый слабо-литифицированный алевролит с ходами илоедов	Редкие современные фораминиферы
5	35°30' с. ш. 51°50' з. д.	до 1000	Фосфорит брекчиевидный, очень прочный, пятнистоокрашенный, темно-серый с черными и серо-желтыми угловатыми включениями (до 2—3 см), с неровной поверхностью, покрытой пленкой гидроокислов марганца и донной фауны	<i>Nummulites sp.</i> , <i>Discocyclina sp.</i> , <i>Anomalina sp.</i> , <i>Siderolites sp.</i> Палеоген — современные
6	35°30' с. ш. 51°50' з. д.	до 1000	Фосфориты конгломератовидные и зернистые серовато-желтые с черными неправильной формы включениями и смоляно-черными удлиненными (30×3 мм) остатками костей. Поверхность образца неровная с ходами илоедов, обросшая донной фауной	<i>Nummulites sp.</i> , <i>Globorotalia sp.</i> , <i>Globigerina aff.</i> , <i>bulloides</i> , <i>Globigerinoides aff. ruber</i> , <i>Globobiquadrina aff. altispinosa</i> , <i>Orbulina sp.</i> , <i>Sperolidenella sp.</i> Палеоген — неоген
7	То же	»	Образец аналогичен предыдущему, но обладает уплощенной формой. Выделяются простые, обогащенные нуммулитами	То же

Таблица 1 (продолжение)

№ образца	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика	Состав фауны, возраст
8	»	»	Фосфорит коричнево-серый с тонкими (1—2 мм) более темными фосфатными прослойками и белыми линзами (до 30×5 мм), состоящими из водорослей (?) и остатков фораминифер	<i>Nummulites sp.</i> , <i>Discocyclina sp.</i> , <i>Siderolites sp.</i> , <i>Lepidocyclina sp.</i> Эоцен — современные
9	»	»	Фосфорит светло-коричневый, зернистый с черными марганцевистыми окатанными зернами (до 4 мм) и белыми известковыми включениями неправильной формы (до 10—15 мм)	<i>Globigerina sp.</i> , <i>Nummulites sp.</i> , <i>Anomalina sp.</i> , <i>Dentalina sp.</i> , <i>Siderolites sp.</i>
10	»	»	Фосфорит брекчиевидный белый, известковый с остатками раковин фораминифер, тонких створок пластинчато-жаберных моллюсков и мелких обломков костей. Брекчиевидность — за счет замещения белого фосфорита светло-коричневыми крупнокристаллическими кальцито-фосфатными прожилками со стеклянньим блеском	То же
11	»	»	Фосфорит слоистый за счет чередования слоев переменной мощности (2—15 мм) и с неровными границами светло-желтого и темно-серого зернистого фосфорита. Отмечаются единичные округлые включения черных окислов марганца (до 10 мм)	<i>Nummulites sp.</i> , <i>Nodosaria sp.</i> , <i>Fissurina sp.</i> , <i>Neooperculinoides sp.</i> , <i>Globorotalia sp.</i> , <i>Globigerina aff. bulloides</i> , <i>Globigerinoides aff. minutus</i> Эоцен — миоцен
12	33°11' с. ш. 29°02' з. д.	520	Фосфорит брекчиевидный темно-коричневый с белыми и желтыми известково-фосфатными включениями (до 10 мм)	<i>Globigerina aff. bulloides</i> , <i>G. sp.</i> , <i>Globorotalia sp.</i> , <i>Praeorbulina aff. glomerosa</i>
13	15°11'5" ю. ш. 8°17'7" з. д. 15°11'3" ю. ш. 8°16'8" з. д.	1000— —700	Фосфорит железисто-марганцевистый зернистый темно-коричневый с белыми и желтыми известково-фосфатными линзами и неправильной формы включениями и с обломками железомарганцевых руд	<i>Globorotalia pseudobulloides</i> , <i>G. pseudomenardii</i> , <i>Globigerina yeguaensis</i> , <i>Orbulina sp.</i> , <i>O. bilobata</i> Эоцен — миоцен
14	36°27'2" ю. ш. 7°48'5" з. д. 36°25'1" ю. ш. 7°44'6" з. д.	1450— —1030	Фосфорит железистый брекчиевидный с угловатыми обломками железомарганцевых руд, фораминиферового известняка, фосфоритов, с зернами плагиноклаза, пироксенов, глауконита	<i>Orbulina sp.</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Globorotalia sp.</i> Миоцен — современные

Таблица 1 (окончание)

№ образца	Координаты	Глубина, м	Краткая характеристика	Состав фауны, возраст
15	30°14' ю. ш. 3°8' в. д.	До 700	Фосфориты марганцовистые черные, брекчиевидные с серо-желтыми известковофосфатными включениями неправильной формы (до 30 мм). Образцы фосфоритов уплощенные (размером до 20×12×4 см) с очень неровной ребристо-ячеистой поверхностью и сквозными кавернами.	

Примечание. Определение фораминифер выполнено В. Г. Зинченко (бентосные) и Н. П. Лукашиной (планктонные).

щелочными и субщелочными базальтами (до 2,44% K_2O и 3,12% Na_2O) со следами катаклазирования. Отмечено образование тектонической глинки вокруг базальтовых ядер.

Геологические и геофизические исследования свидетельствуют о том, что хребет Кольбейнсей является молодой активной океанической структурой. Она сложена неогеновыми и современными подводными излияниями базальтов. Осадки и осадочные породы развиты здесь слабо. Осадки встречаются лишь в отдельных западинах рельефа, очень мало мощны и обычно даже не фиксируются в гребневой части хребта при непрерывном сейсмопрофилировании (Береснев и др., 1977). Осадочные породы по составу отвечают современным осадкам. Они слабо литифицированы и образуются за счет термального воздействия и цементации минерализованными растворами современных осадков. Судя по этому, а также учитывая механическое состояние образцов, фосфатистые алевролиты скорее всего были образованы на месте их сбора.

В пределах Углового поднятия на плоских вершинах подводных гор собраны брекчиевидные и слоистые фосфориты (см. табл. 1, обр. 5—11). Угловое поднятие находится в северо-восточной части Северо-Американской котловины на границе со Срединно-Атлантическим хребтом (см. фиг. 1). Вершины подводных гор имеют глубину от 640 до 2500 м. На глубине 4000 м их объединяет общее основание. Горы конической формы, остроконечные и с усеченной вершиной, площадью до первых десятков квадратных километров. Склоны гор крутые, сложены базальтовыми лавами. На вершинах обычно развиты органогенные и органогенно-обломочные известняки, покрытые железомарганцевой коркой, и фосфориты. Горы находятся в области действия Гольфстрима, поэтому рыхлые осадки на вершинах сохраняются лишь в западинах рельефа. У подножия гор на глубинах около 5000 м развиты красные глубоководные глины и слабокарбонатные глинистые илы, нередко образующие «катуны» из-за высокой гидродинамической активности воды в данном районе. Ближайшая скважина глубоководного бурения (скв. 10) вскрыла биогенные (фораминиферовые и кокколитовые) известковые илы от плиоцена до верхнего мела. В нижнем эоцене присутствуют радиоляриты (кремни). Меловые осадки обогащены доломитом (иногда до 50%), отмечено около 12 горизонтов, обогащенных пеплом. На глубине 457 м от дна вскрыты субщелочные базальты.

На подводных горах к югу от Азорских островов обнаружены брекчиевидные фосфориты (см. табл. 1, обр. 12). Наиболее детально изучены они на горе Плейто. Это гора вулканического происхождения с плоской вершиной, вытянутой в широтном направлении почти на 130 км. На

вершине развиты фораминиферовые пески с битой ракушкой, обломками кораллов, мшанок, органогенные и органогенно-обломочные известняки. Тонкие осадки на вершинах гор обычно здесь не отлагаются из-за сильных придонных течений (до 0,5 м/сек). По данным сейсмопрофилирования, осадочная толща достигает 150 м. Со склонов горы драгированы базальты и туфы.

Фосфориты подводного плато у о. Св. Елены собраны на склоне горы (см. табл. 1, обр. 13) вместе с измененными базальтами, туфами, туфо-осадочными и мелоподобными породами, железомарганцевыми корками, известковым фораминиферовым песком и обломками мадрепоровых кораллов, покрытых пленкой гидроокислов марганца. Данные драгировок и сейсмопрофилирования показывают, что на подводных горах разрез осадочной толщи значительно сокращен в мощности.

Фосфориты подводных гор Китового хребта были собраны в юго-западной и средней его частях (см. фиг. 1, табл. 1, обр. 14, 15) вместе с большим количеством измененных и омарганцеванных мелоподобных алевритов, песчаников, гравелитов, конгломератов, брекчий, мелоподобных известняков, щелочных базальтов, трахитов, их туфов, железомарганцевых корок и современного биогенного ила и песка. Сейсмопрофилирование показывает, что на хребте почти повсеместно развита мощная осадочная толща и лишь на крутых склонах обнаруживаются коренные породы. Скважина 359 в юго-западной части хребта вскрыла 60 м современных и миоценовых фораминиферовых илов, а затем (до 107 м) — нижнеэоценовые известковые вулканогенные илы с прослоями пемзы и трахитовые туфы. Имеются сведения (Hekinian, 1972) о том, что в восточной части Китового хребта на глубине 2738 м встречаются калькарениты с пеллециподами нижнего мела.

ТИПЫ ФОСФОРИТОВ

Среди образцов фосфоритов, собранных в различных районах океана, по структурно-текстурным признакам выделяются следующие типы: афанитовые, зернистые, конгломератовидные, брекчиевидные.

Афанитовые фосфориты наибольшим распространением пользуются на подводных Новоанглийских горах Северо-Американской котловины. Они собраны в виде небольших (до $10 \times 5 \times 5$ см) изометричных образцов со свежими поверхностями. Степень литификации их различная, от полурыхлых до среднелитифицированных. Они однородны, неслоисты, иногда мелкопористы. Изотропный фосфатный материал распределен в породе равномерно. Примеси представлены частичками гидроокислов железа и марганца округлой и неправильной (пепловидной) формы. Иногда эти частички концентрируются в линзовидные слойки. Редко встречаются округлые зеленоватые глауконитоподобные включения песчаной размерности. По содержанию примесей среди афанитовых фосфоритов выделяются песчаные и алевритовые разности. В первых отмечены угловатые зерна плагиоклаза, окатанные зерна кварца (с характерной штриховкой на поверхности), циркона, клинопироксенов, обломки базальтов, амфиболов, кварцитов. Содержание фосфора (табл. 2, обр. 1—3) зависит от количества силикатных примесей. Чем их больше, тем фосфора меньше. В образцах 1-а и 2 отмечено высокое содержание магния (12,63 и 5,38% MgO соответственно). В шлифах замечена доломитизация в виде прожилков и смектитовые включения, образовавшиеся, вероятно, по вулканическому стеклу. Следует отметить, что вместе с фосфоритами было собрано большое количество образцов фосфатизированных гнаюкластитов, в которых смектиты слагают характерные колломорфные включения, а фосфат находится в изотропном цементе. Органические остатки в афанитовых фосфоритах редки и плохой сохранности. Вероятно, они были представлены фораминиферами, радиолярия-

Таблица 2

Химический состав фосфоритов открытой части Атлантического океана, вес. %

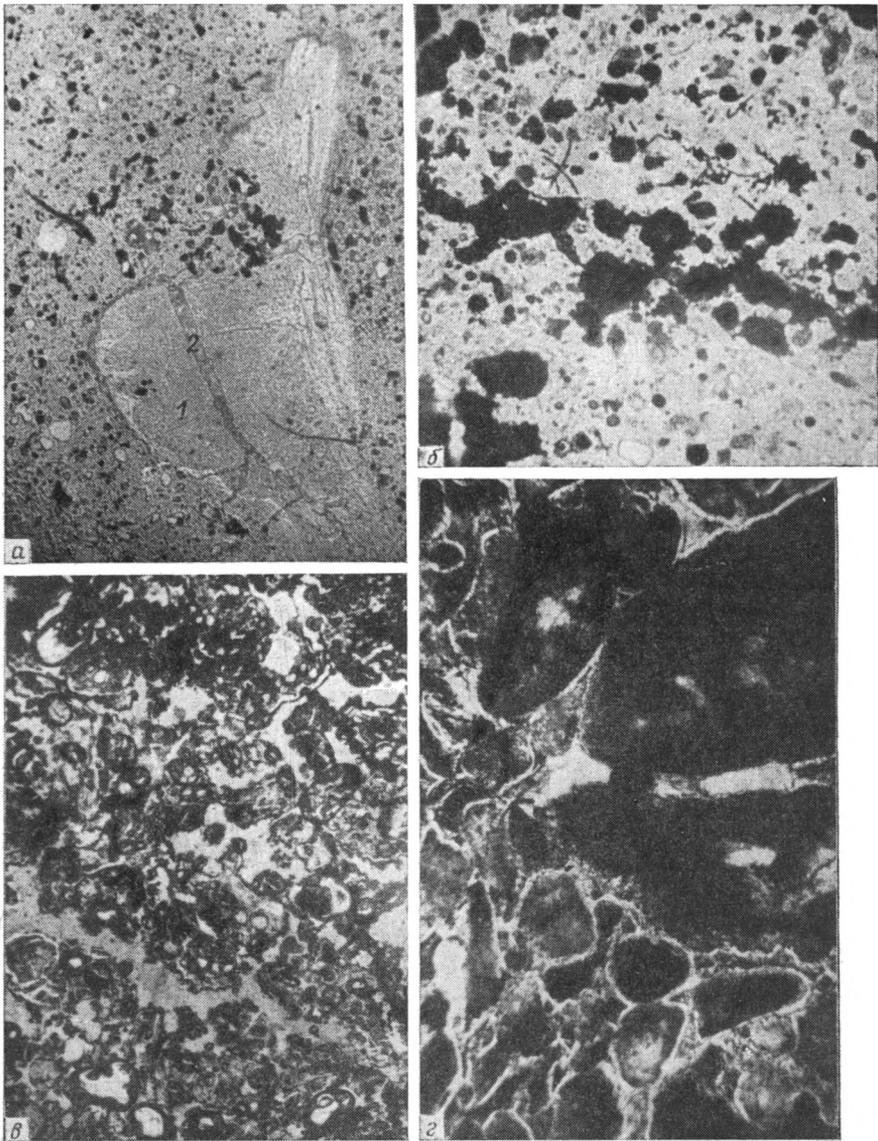
Компоненты	Номера образцов								
	1	1-а	2	2-а	3	4	5	6	7
P ₂ O ₅	27,75	27,09	17,98	18,18	18,90	7,27	17,88	21,32	17,95
CaO	31,80	20,72	20,80	24,77	26,16		48,55	50,65	49,55
MgO	1,02	12,63	5,38	2,70	1,04		2,81	2,10	2,25
SiO ₂	4,40	9,20	22,72	16,98	17,53	46,36	1,87	3,07	2,97
Al ₂ O ₃	0,78	2,51	6,99	6,27	3,68	11,59	0,37	0,06	0,06
Fe ₂ O ₃	9,95	3,86	9,80	5,00	7,42	5,26	2,81	1,65	0,00
FeO	0,18	0,29	0,29	0,46	0,18		Сл.	Сл.	1,47
TiO ₂	0,16	1,20	2,74	0,79	0,90		0,09	0,05	0,05
MnO	0,03	0,05	2,54	0,02	1,04	0,58	3,71	2,10	0,73
Na ₂ O	1,00	1,72	1,25	1,00	1,00		1,58	1,25	1,00
K ₂ O	0,32	0,75	1,33	1,40	1,90		0,12	0,07	0,06
CO ₂							16,55	15,82	20,45
F		2,35	1,40				1,00	1,50	1,08
S	0,53			0,41	0,49		0,43	0,40	0,46
П. п. п.		2,35	1,40				1,00	1,50	1,08

Компоненты	Номера образцов									
	8	9	10	11	12	13	14	15	15-а	
P ₂ O ₅	15,35	24,68	15,04	19,24	16,36	23,77	25,82	20,21	13,98	
CaO	51,91	52,05	51,34	51,87	45,21	35,58	34,88	48,66	36,03	
MgO	2,09	1,87	1,87	2,12	3,12	Сл.	1,62	2,50	8,43	
SiO ₂	0,99	1,41	0,92	1,80	2,60	3,80	5,66	1,90	6,80	
Al ₂ O ₃	0,10	Сл.	Сл.	0,02	0,50	1,43	3,23	0,17	1,18	
Fe ₂ O ₃	1,26	1,58	1,01	0,12	6,07	10,38	7,24	3,29	7,92	
FeO	0,05	0,09	0,06	0,11	Сл.	0,19	0,80	Сл.	0,04	
TiO ₂	0,05	0,05	0,02	0,04	0,13	0,78	0,97	0,13	0,25	
MnO	0,30	0,28	0,04	0,79	3,00	1,93	0,81	1,62	8,00	
Na ₂ O	1,17	1,75	1,35	1,50	1,35	1,69	1,31	1,87	1,57	
K ₂ O	0,07	0,09	0,04	0,04	0,05	0,27	0,21	0,10	0,19	
CO ₂	24,86	12,20	25,37	18,93	17,62			15,03	6,14	
F	0,92	1,50	0,94	1,80	0,94	2,30	0,76	1,35	2,06	
S	0,34	0,51	0,20	0,42	0,42			0,44		
П. п. п.	0,92	1,50	0,94	1,80	0,94	2,30	0,76	1,35	2,06	

Примечание. Номера образцов 1—15 соответствуют номерам образцов табл. 1. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ЗапСибгелуправления И. А. Дубровской.

ми и диатомовыми водорослями, которые замещены фосфатом. Присутствуют также включения костей млекопитающих (?) и чешуя рыб. Остатки костей состоят из раскристаллизованного фосфата и рассеяны прожилками карбоната (фиг. 2, а, б).

Зернистые фосфориты развиты на Угловом поднятии и подводном плато вблизи о. Св. Елены. В меньшей мере они характерны для Китового хребта. Это темно-коричневые с белыми и желтыми известково-фосфатными линзовидными прослоями и включениями породы. В них отмечаются окатанные обломки железомарганцевых руд. Обычно наблюдается вторичное неравномерное ожелезнение, придающее фосфоритам пятнистую окраску. Под микроскопом (фиг. 3, в) среди мелких зерен изотропного фосфата видны обломки плагиоклаза, глауконита, остатки фораминифер. Часто заметно слоистое расположение фосфатных зерен и минеральных частиц. Вокруг зерен и обломков иногда развиты оболочки раскристаллизованного фосфата, а раковины фораминифер замещены фосфатом. Характерна вторичная фосфатизация — по темно-серому зернистому фосфориту развиваются прожилки светлого фосфата. В зернистом фосфорите присутствуют фосфатные изотропные яйцевидные глобулы с гладкой поверхностью и оолиты. Фауна в зернистых

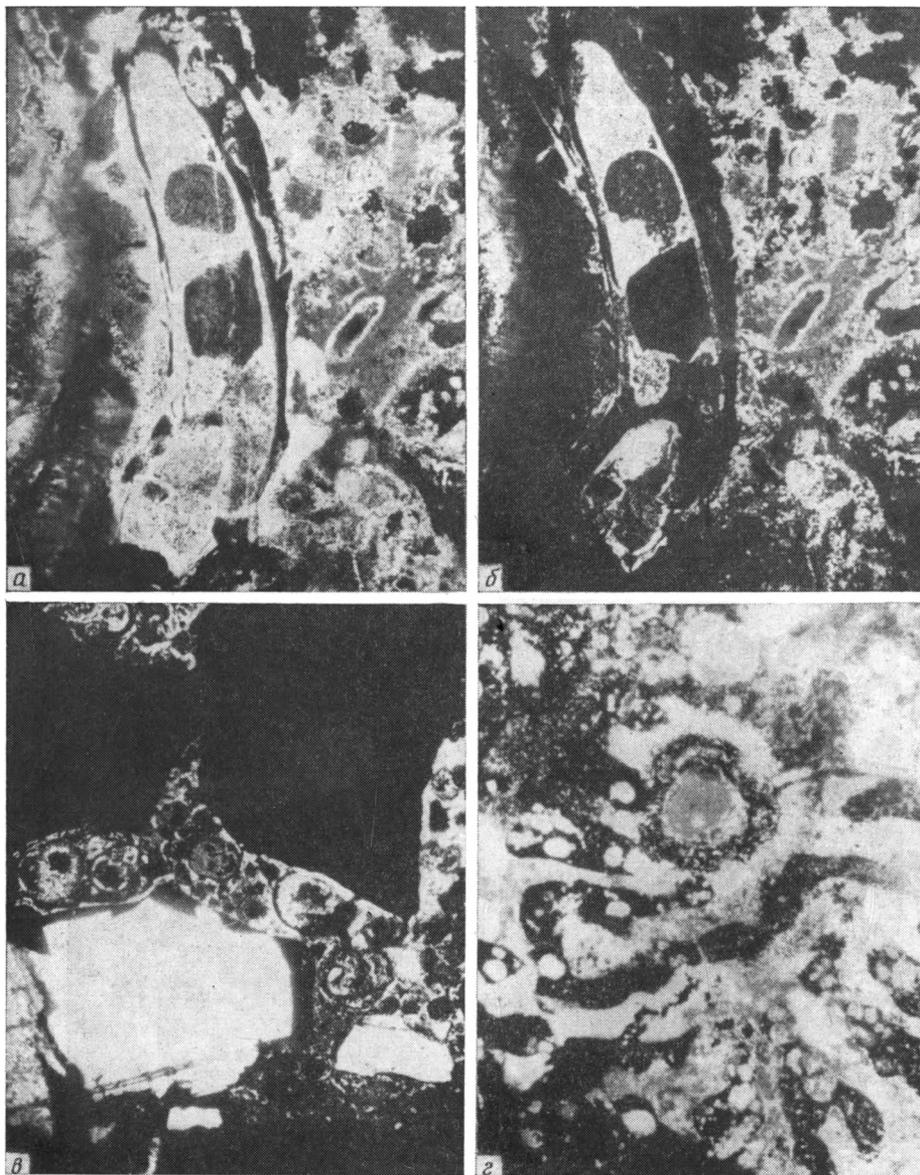


Фиг. 2. Различные типы фосфоритов открытой части Атлантического океана
a — афанитовый фосфорит с костным (?) остатком (1), рассеченным жилками карбоната (2), в афанитовой фосфатной массе видны зерна плагиоклаза, кварца и частички гидроокислов железа, обр. 1, шлиф, $\times 40$, без анализатора; *b* — афанитовый фосфорит с послойным расположением частичек гидроокислов железа, присутствуют также пепловидные частички и минеральные зерна, обр. 1, шлиф, $\times 100$, без анализатора; *в* — зернистый фосфорит, обр. 9, шлиф, $\times 40$, без анализатора; *г* — конгломератовидный фосфорит, вокруг обломков фосфорита развивается оболочка раскристаллизованного фосфата, обр. 6, шлиф, $\times 40$, с анализатором

фосфоритах представлена фораминиферами, в различной степени замещенными фосфатом, и окатанными костями.

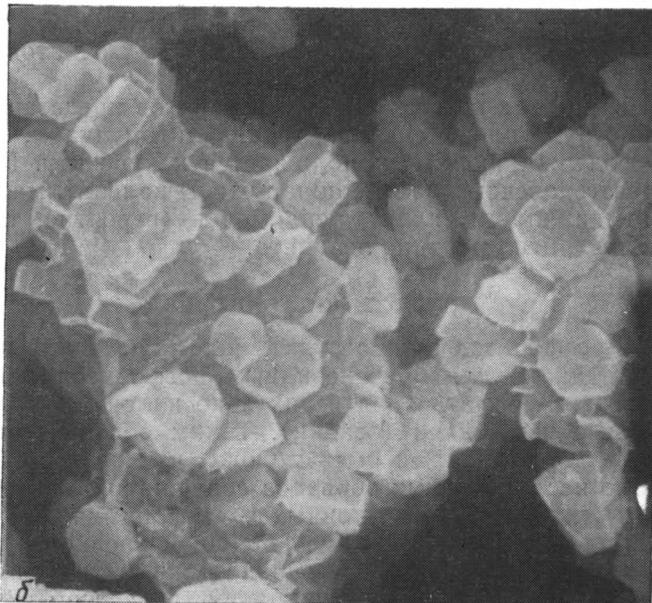
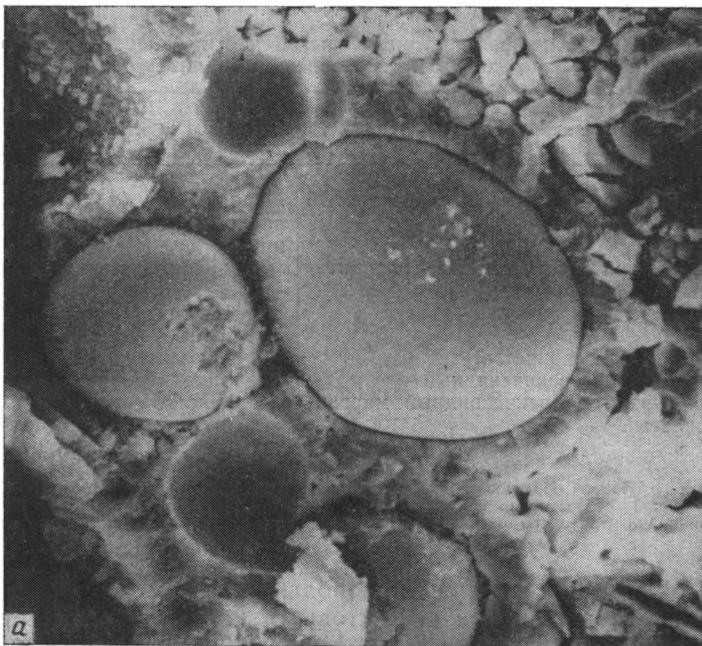
Конгломератовидные фосфориты встречаются совместно с зернистыми и отличаются от них присутствием галек фосфоритов и фосфатов. Гальки имеют разную степень окатанности. Обычно они плохо выделяются из цементирующей фосфатной массы (см. фиг. 2, *г*).

Брекчиевидные фосфориты (см. фиг. 3, *a*, *б*) наиболее широко распространены в изученной коллекции. Они встречены во всех районах,



Фиг. 3. *а* — брекчиевидный фосфорит, обр. 6, шлиф, $\times 40$, без анализатора; *б* — то же, с анализатором; *в* — марганцовистожелезистые обломки (черные), зерна плагиоклаза (светлые), клинопироксена (серые) и остатки фораминифер в зернистых фосфоритах. обр. 13, шлиф, $\times 40$, с анализатором; *г* — ходы илоедов, выполненные изотропным фосфатом (темное), в слоистом зернистом фосфорите, обр. 11, шлиф, $\times 40$, с анализатором

кроме Новоанглийских подводных гор. Признаки брекчиевидности содержатся также и в других типах фосфоритов (зернистых и конгломератовидных), за исключением афанитовых. Брекчиевидность создается за счет замещения первичных пород и осадков фосфатными и марганцевожелезистыми растворами. Первичные породы, как это устанавливается при изучении шлифов под микроскопом, представлены в основном фораминиферовыми известняками. Реже отмечаются органогенно-обломочные кораллово-водорослевые (?) известняки. Замещаются также зернистые и конгломератовидные фосфориты. Фосфат замещает извест-



Фиг. 4. Микроструктура фосфоритов (сканирующий электронный микроскоп)
a — реплика свежего скола зернистого фосфорита. Хорошо видны ядра фораминифер (круглые) и кристаллы франколита, обр. 13, $\times 1000$; *б* — деталь строения предыдущего образца — форма кристаллов франколита, $\times 10\ 000$

няки в виде прожилков разной толщины (от сотых долей мм до 2 см), проникает в цемент и поры, выполняет ходы илоедов, замещает раковины фораминифер и обломки кораллов (фиг. 4, см. фиг. 3, *г*). Фосфат в прожилках имеет стекловатый блеск, по краям просвечивает. Он изотропный или слабоанизотропный, $N=1,585-1,595$. Химический состав брекчиевидных фосфоритов довольно сильно варьирует в зависимости

Минералогический состав фосфоритов открытой части Атлантического океана по данным рентгеновского анализа

№ образца	Краткая характеристика образца	Состав минералов
1	Фосфорит афанитовый песчанистый	Франколит ($a=9,329, c=6,894 \text{ \AA}$), кальцит, гидрослюда, вероятно, левинит
3	Фосфорит афанитовый алевритистый	Франколит, монтмориллонит, иллит
9	Фосфорит зернистый	Франколит ($a=9,318, c=6,885 \text{ \AA}$), кальцит, вероятно, левинит
13	Фосфорит зернистый	Франколит
14	Фосфорит брекчиевидный	Франколит, Mg-кальцит
15	Фосфорит брекчиевидный марганцовистый	Франколит ($a=9,318, c=6,889 \text{ \AA}$), кальцит, псиломелан (типа тодорокита), вероятно, левинит

Примечание. Номера образцов табл. 3 соответствуют номерам образцов таблиц 1, 2. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Запсибгеолуправления (аналитик М. В. Карпенко) и в Лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения Института океанологии (аналитик А. С. Кожевников).

от степени замещения первичной породы. В целом для брекчиевидных фосфоритов по сравнению с афанитовыми характерно повышенное содержание CaO и пониженное SiO₂, Al₂O₃, TiO₂. Зернистые и конгломератовидные фосфориты по содержанию SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, K₂O и ряда других окислов являются промежуточными между афанитовыми и брекчиевидными.

Фосфатный минерал во всех типах фосфоритов представлен, по данным рентгено-структурного анализа, франколитом (табл. 3), который по высокому содержанию CO₂ приближается к курскиту. Кроме франколита при рентгеновском анализе обнаружены кальцит, магниезиальный кальцит, монтмориллонит, иллит, псиломелан (вероятно, типа тодорокита) и, возможно, цеолиты типа левинита.

ВОЗРАСТ ФОСФОРИТОВ

О возрасте фосфоритов можно судить по заключенной в них фауне (см. табл. 1). Однако для брекчиевидных фосфоритов это не совсем правильно, так как фосфатизация в них явно наложена в основном на фораминиферовые известняки (осадки). Таким образом, возраст фосфоритов в этом случае должен быть моложе, чем возраст фауны.

Большинство исследованных образцов содержит большое количество разнообразных бентосных и планктонных форм фораминифер, чаще определенных лишь до рода, так как из-за большой прочности фосфоритов отпрепарировать фауну не удастся и определение производилось по срезам в шлифах. Обращает внимание широкий возрастной диапазон приведенных в списках форм — от палеоцена донныне. Возможно, отчасти это объясняется методикой сбора образцов. Обычно они поднимаются со дна океана при драгировании вместе с современными осадками. По кавернам и порам фораминиферы из осадков могут попасть в образцы фосфоритов, откуда их трудно извлечь. Поэтому при определении фауны они часто тоже учитываются. Если опираться на наиболее распространенные формы, характерные для фосфоритов, то возраст их, по мнению А. А. Григалиса, В. Г. Зинченко и Н. П. Лукашиной, может быть следующим. Фосфориты Углового поднятия, вероятнее всего, эоценовые. Фосфориты горы Плейто, подводного плато близ о. Св. Елена и Китового хребта, по-видимому, миоценовые. В фосфоритах Новоанглийских гор фауны, годной для определения возраста, не оказалось. Возраст поднятых здесь вместе с фосфоритами осадочных пород и осадков по дан-

ным определения фораминифер от мела и до наших дней. Фосфатистые породы рифтовой зоны хребта Кольбейнсей содержат редкие современные фораминиферы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как известно (Батурин, Безруков, 1971; Безруков, Батурин, 1976; Харин, Солдатов, 1975; Summerhayes, 1972; Emery, Uchupi, 1972 и др.), фосфориты достаточно широко распространены на шельфах Юго-Западной и Северо-Западной Африки и у побережья Северной Америки. В Тихом и Индийском океанах фосфориты установлены на многих подводных горах (Безруков, Батурин, 1976). В открытой части Атлантического океана фосфориты до сих пор не описаны. Имеются лишь упоминания (Бонатти и др., 1973) о находках фосфоритов на северном склоне желоба Романш на глубинах от 900 до 1200 м. Однако ни данные химического анализа, ни характеристика фосфоритов не приводятся. В Карибском море на поднятии Авес, со склона горы (глубины 620—730 м) драгой собраны фосфориты, замесившие миоцен-олигоценовые фораминиферовые известняки (Maglowe, 1971). Если сравнивать изученные нами фосфориты открытой части Атлантического океана с фосфоритами других районов и океанов, то можно найти черты сходства и различия. Так, брекчиевидные и зернистые фосфориты Китового хребта несколько напоминают аналогичные фосфориты атлантического шельфа Африки. Здесь, так же как и на шельфе, встречаются зерна глауконита, средних плагиоклазов. Несколько больше здесь клинопироксенов, встречаются обломки железомарганцевых руд. Не отмечены кварц, калиевые полевые шпаты, гранаты, циркон, которые обычны в африканских шельфовых брекчиевидных и конгломератовидных фосфоритах (Харин, Солдатов, 1975). Близки к ним также и фосфориты подводного плато близ о.Св. Елены. Брекчиевидные фосфориты подводных гор Углового поднятия и горы Плейто больше имеют сходство с фосфоритами поднятия Авес в Карибском море и с фосфоритами подводных гор Тихого океана. Это в основном метасоматически замещенные фосфатами фораминиферовые и органогенно-обломочные известняки.

Афанитовые фосфориты Новоанглийских гор, вероятно, не имеют близких аналогов. Возможно, они представляют крайнюю стадию замещения пелитоморфного известняка или другой микрозернистой породы. Наиболее близки им по внешнему виду фосфатистые аргиллиты подводного хребта Ян-Майен (Харин, 1974) и фосфатистые алевролиты хребта Кольбейнсей. Фосфориты подводных гор Атлантического океана, так же как и аналогичные фосфориты Тихого и Индийского океанов, несут признаки мелководного образования. Особенно хорошо это устанавливается на Китовом хребте и подводном плато у о. Св. Елены. Менее эти признаки проявлены в других районах.

Известно (Занин, 1969), что многие островные фосфориты в Индийском и Тихом океанах связаны с преобразованием гуано. Некоторые из исследованных нами образцов брекчиевидных фосфоритов имеют сходство с науритами. Вероятно, нельзя отвергать возможность поступления фосфора, связанную с преобразованием гуано, для фосфоритов Углового поднятия и горы Плейто, а возможно, и других участков.

Присутствие костных остатков и чешуи рыб в фосфоритах Новоанглийских гор, подводного плато около о. Св. Елены свидетельствует, в принципе, о возможности получения фосфатов из захороненных продуктов зоопланктона. Судя по описаниям керна скважин глубоководного бурения, в абиссальной части Атлантики имеются определенные горизонты, обогащенные фосфатным детритом, зубами, костями, нодулями и т. д. Это — апт (скв. 363, 417Д), сантон (скв. 11, 144), эоцен (скв. 117), миоцен (скв. 136). Вероятно, в указанные эпохи биологическая продуктивность океана была повышенной. Наблюдалось массовое развитие фитопланктона. В эоцене, например, чрезвычайно широко распростра-

нены биогенные кремни и радиоляриты. Очевидно, на мелководье и в том числе на подводных горах в открытой части океана происходило захоронение зоопланктона и фитопланктона в гораздо большем количестве, чем наблюдается это сейчас. В настоящее время очень высокая биологическая продуктивность существует на шельфах в зонах апвеллинга (у побережий Перу, Чили и Юго-Западной Африки), где и происходит современное фосфатонакопление (Безруков, Батурин, 1976).

Фосфориты подводных гор, как было показано выше, в большинстве своем несут следы метасоматических замещений фораминиферовых и органогенно-обломочных известняков. В этом смысле они могут быть названы метасоматическими (Безруков, Батурин, 1976). Вместе с тем имеются разновидности фосфоритов (зернистые, конгломератовидные), в которых метасоматические процессы проявлены слабо. Накопление фосфатов в них больше связано с диагенетическими процессами в осадках, обогащенных биогенным веществом, и с последующей волновой его переработкой (Бушинский, 1966).

Таким образом, фосфориты открытой части Атлантического океана, обнаруженные на подводных Новоанглийских горах, Угловом поднятии, плато около о. Св. Елены в юго-западной и средней частях Китового хребта и в других местах, содержат разновидности, сходные как с зернистыми, конгломератовидными и брекчиевидными фосфоритами шельфа Африки, так и с метасоматическими фосфоритами подводных гор Индийского и Тихого океанов. Это, очевидно, свидетельствует о генетическом единстве процессов фосфатонакопления в океане, отличающихся лишь некоторыми деталями (количеством и составом терригенного материала, влиянием вулканизма, характером диагенетических преобразований и т. д.). Вместе с тем находки фосфоритов в открытой части океана свидетельствуют о том, что в недалеком прошлом многие его участки, ныне глубоководные, представляли собой мелководье, а возможно, и островную сушу.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н., Безруков П. Л. Фосфориты на дне океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Безруков П. Л., Батурин Г. Н. Литология и возраст океанических фосфоритов.— В сб.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976.
- Береснев А. Ф., Удинцев Г. Б., Беляев А. В., Лунарский Г. Н., Перевозчиков А. В. Структура осадочного чехла и акустического фундамента дна океана.— В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М., «Наука», 1977.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. М., «Наука», 1969.
- Харин Г. С. Фосфатистые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Харин Г. С., Солдагов А. В. Литологические особенности фосфоритов Атлантического шельфа Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic ocean: topography, rocks water, life and sediments.— Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972.
- Fedin R. H. Volcanic rock from Caryn seamount.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, No 6.
- Hekinian R. Volcanics from the Walvis Ridge.— Nature Physic. Science, 1972, v. 239, No 5.
- Marlowe J. I. Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount.— J. Sed. Petrol., 1971, v. 41, No 3.
- Summerhayes C. P., Nutter A. H., Tooms J. S. The distribution and origin of phosphate in sediments off north-west Africa.— Sediment. Geol., 1972, v. 8, No 1.
- Taylor P. T., Hekinian R. Geology of a newly discovered seamount in the New England seamount chain.— Earth and Planet Sci. Lett., 1971, v. 11, No 2.

УДК 553.983(261/264)

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА «ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ» КОТЛОВИНЫ ЗЕЛЕННОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) И ИХ НЕФТЕМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ

О. В. БАРТАШЕВИЧ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

Изложены результаты геохимических исследований органического вещества (ОВ) «черных сланцев» котловины Зеленого мыса, на основании которых в сочетании с данными вещественно-петрографического анализа сделаны выводы о сапропелевом характере их ОВ и низкой степени углефикации последнего, соответствующей подстадии протокатагенеза осадочных пород. «Черные сланцы» котловины Зеленого мыса отнесены к категории потенциально нефтематеринских толщ.

В связи с широким развитием нефтепоисковых работ в акватории шельфа океанов геохимические параметры органического вещества «черных сланцев» в сочетании с данными литолого-фациального анализа осадков глубоководных скважин приобретают роль основных критериев оценки их нефтематеринского потенциала.

«Черные сланцы» котловины Зеленого мыса — благоприятный объект в решении поставленной задачи, так как высокая концентрация в их составе органического вещества (от 20 до более 30%) определила возможность применения комплекса различных современных методов исследования и сравнительного анализа полученной при этом широкой информации.

В предыдущей статье (Боголюбова, Тимофеев, 1978) выявлен вещественно-петрографический состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса, показана их фациальная принадлежность к осадкам зоны мелководной прибрежно-морской седиментации, установлена степень постседиментационной эволюции органического вещества и охарактеризован его групповой состав, сопровождаемый результатами элементного анализа.

В данной статье основное внимание уделено геохимическому исследованию хлороформенного битумоида «А»¹ как наиболее информативной составляющей органического вещества осадков, в том числе и «черных сланцев», о процессах нефтеобразования.

Как видно из табл. 1, органическое вещество исследованных образцов «черных сланцев» различается по содержанию ХБА. Наиболее битуминозно органическое вещество образцов 17 и 19 ($\beta^{ХБА}$ соответственно 4,21 и 3,53%). Это связано с меньшей примесью гумусового материала, представленного в нем гелинито-телинитом (табл. 2), по сравнению с образцами 20 и 22 ($\beta^{ХБА}$ = 2,81 и 2,88), в органическом веществе которых этих микрокомпонентов больше (Боголюбова, Тимофеев, 1978). Сравнительно повышенная битуминозность органического вещества обр. 17 ($\beta^{ХБА}$ = 4,21%) объясняется присутствием в его составе повышенного

¹ Экстракция ХБА из осадков и разделение его на компоненты выполнены в соответствии с утвержденной методикой (Руководство по анализу битумов..., 1966).

Содержание и компонентный состав хлороформенного битумоида «А» (ХБА)

Сква- жина	Возраст	№ образца * глубина, м	Сорг. % ОВ, %**	Содержание ХБА, %	
				в исходной породе	в органическом веществе ($\rho_{\text{ХБА}}$)***
367	Верхний мел	17	23,62	1,40	4,21
		616,0—625,0	33,49		
	Верхний мел, сеноман	19	14,84	0,74	3,53
		644,5—654,0	20,66		
	Нижний мел, альб	20	17,30	0,69	2,81
		684,0—692,0	24,56		
		22	21,17		
		720,5—730,0	29,90		2,88

* № образца и глубина даны в соответствии с номером и глубиной залегания коры в скважине.

** ОВ — органическое вещество, получено расчетным путем (Корчегина, Четверикова, 1976).

*** $\rho_{\text{ХБА}} = \frac{\text{ХБА}}{\text{ОВ}} \cdot 100\%$ — коэффициент битуминозности.

количества сильно разложенных водорослей, превращенных в альгинито-коллитит. В органическом веществе остальных образцов преобладают талломы микроскопических, колониальных водорослей, т. е. альгинито-талломит (см. табл. 2). Таким образом, колебания в степени битуминозности органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса определяются вариациями в его вещественно-петрографическом составе и не коррелируются поэтому четко при данной низкой стадии катагенеза органического вещества (ПК_1 — ПК_2) с общим его содержанием и глубиной погружения осадка.

Детальное химико-битуминологическое исследование ХБА показало (см. табл. 1), что основными его компонентами являются асфальтены (19,98—35,94%) и спиртобензолные смолы (36,22—58,17%), бензолные и петролейно-эфирные смолы содержатся в ограниченном количестве (соответственно 9,21—15,52 и 4,98—6,76%), а масла составляют наименьшую долю в балансе ХБА (4,66—7,60%). Низкое содержание петролейно-эфирных смол в составе ХБА указывает на то, что гумусовый материал не преобладал в исходном растительном материале органического вещества исследуемых «черных сланцев». Обедненность маслами и обогащенность ХБА асфальтенами и спиртобензолными смолами указывает на начальную стадию катагенеза ОВ, усиление превращенности которого намечается с глубиной погружения осадка. Это фиксируется увеличением содержания масел в составе ХБА (с 5,80 до 7,60%) и одновременным уменьшением асфальтенов (32,58—19,98%) в этом же направлении, согласуясь полностью с тенденцией увеличения отражательной способности витринита (см. табл. 2).

Подтверждением сказанному служат результаты структурного анализа ХБА и его компонентов, выполненного методом инфракрасной спектроскопии² (фиг. 1). Во всех образцах структура ХБА и его компонентов однотипна и характеризуется преобладанием соединений алифатического строения.

В маслах основу составляют длинные парафиновые цепи, которым соответствуют полосы поглощения (п.п.) 1380, 1460, расщепленная 720 см^{-1} , сопряженные с большим количеством кислородных структур

² ИК-спектры сняты на спектрометре UR-20. Съемка велась в области 600—3700 см^{-1} с использованием монокристалла NaCl.

органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса

Компонентный состав ХБА, %					Спиртобензолные смолы
масла (углеводороды)	петролейно-эфирные смолы	бензолные смолы	спиртобензолные смолы	асфальтены	бензолные смолы
5,80	4,98	12,50	47,03	32,58	3,76
4,70	5,10	15,52	58,17	29,49	3,75
4,66	5,49	9,21	36,22	35,94	3,99
7,60	6,76	12,27	55,51	19,98	4,52

(«бугор» в области п. п. 1000—1200 $см^{-1}$ и диффузное «плато» 1720 $см^{-1}$, обр. 19). Ароматические структуры отсутствуют.

Во всех фракциях смол сохраняется присутствие длинных парафиновых цепей, сопряженных с кислородными структурами, количество которых закономерно возрастает от петролейно-эфирных к спиртобензолным смолам. Кислородные структуры кислотного и спиртового типов (п.п. 1720, 1000—1200 $см^{-1}$). Отсутствие структур фталатного типа (сложные эфиры ароматических кислот) указывает на восстановительную геохимическую обстановку превращения органического вещества в период сингенеза. Ароматические структуры, являющиеся обязательным элементом органических смол, не проявляют себя самостоятельными (отсутствие или слабое проявление — п.п. 1610 $см^{-1}$). Это объясняется высокой сопряженностью ароматических колец с парафиновыми цепями и кислородными группировками, которые «блокируют» ароматические структуры и снижают интенсивность колебательных движений, вызываемых инфракрасным излучением.

Структурная характеристика ХБА и компонентов дает основание считать, что битуминозное вещество «черных сланцев» котловины Зеленого мыса находится в самой начальной стадии преобразования в ходе литогенеза, когда процесс разукрупнения парафиновых цепей, отщепления кислородных структур в гетеросистемах и высвобождения ароматических колец в целом еще не начался. Однако при сопоставлении структур смолистых соединений в части обогащенности их углеводородными группировками (CH_2 , CH_3) обнаруживается их увеличение с глубиной взятия образца по скважине, что указывает на существование процесса постседиментационной переработки органического вещества в направлении углеводородообразования. Это проявляется в повышении интенсивности п.п. в области 1380 и 1460 $см^{-1}$ от обр. 17 к обр. 22.

Масла ХБА анализировались методом газожидкостной хроматографии³ с целью установления характера распределения нормальных и изопреноидных алканов (табл. 3, фиг. 2).

Ряд n -алканов имеет протяженность от C_{14-16} до C_{31-33} , максимальное содержание приходится на C_{18} , количество жидких n -алканов (до C_{16} включительно) составляет всего 3,0—13,0% от общей суммы n -алканов, коэффициент нечетности 1,4—2,0. Сопоставляя значения полученных по-

³ Хроматографическое исследование выполнялось на хроматографе ЛХМ-7А по ускоренной методике изучения n -алканов в маслах ХБА (Меламедова, Лерман, 1975). Все определения сделаны для фракции n -алканов, выкипающей при T 150—460°С (от C_9 до C_{32}). Коэффициент (n_i/n_i) рассчитывался для фракции C_{23} — C_{32} . Содержание жидких n -алканов (до C_{16} включительно) дано в процентах от суммы n -алканов, принятой за 100%.

Вещественно-петрографический состав органического вещества

Скважина	№ образца глубина, м	Петрографические типы				
		альгинито-талломит	альгинито-коллинит, гелинито-коллинит, гумо-сапро-коллинит	гелинито-телинит	фузинито-семифузинито-телинит	кутивит
367	17 616,0—625,0	4	5	2	2	2
	19 644,0—654,0	6	3	2	2	2
	20 684,0—692,0	5	4	4	2	3
	22 720,0—730,0	6	3	3	2	2

* Количество дано в условных единицах: 6 — в массе; 5 — очень много; 4 — часто; 3 — нередко; 2 — редко; 1 — единично.

Относительное распределение нормальных и изопrenoидных алканов в маслах

Скважина	Образец, № глубина, м	Распределение нормальных														
		C ₄	C ₅	C ₆	C ₇	C ₈	C ₉	C ₁₀	C ₁₁	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₆	C ₁₇	
367	17 616,0—625,0	1,0	1,0	1,4	4,9	8,0	3,8	4,5	5,3	5,9	4,9	3,6	4,9	2,2	4,1	3,8
	19 644,5—654,0	0,5	0,8	0,9	6,5	7,3	4,4	4,0	4,0	7,9	5,8	2,2	5,2	5,1	5,9	1,0
	20 684,0—692,0	—	1,1	1,0	6,0	7,9	4,0	3,3	6,7	5,4	5,7	3,3	4,2	2,3	3,9	0,8
	22 720,5—730,0	2,2	4,5	3,5	6,8	11,7	7,6	5,8	7,5	5,1	3,6	3,0	3,5	2,0	2,2	1,3

казателей в ряду образцов, расположенных сверху вниз по разрезу скважины (см. табл. 1 и 3), можно констатировать уменьшение значения коэффициента нечетности от 2 до 1,4 (обр. 19—22) и одновременное возрастание содержания жидких *n*-алканов от 3,0 до 13,0%. Этот факт свидетельствует об усилении преобразованности органического вещества «черных сланцев» с глубиной их погружения в направлении образования продуктов нефтяного типа. Нарушение этой тенденции в обр. 17, в котором отмечается повышенное содержание жидких *n*-алканов и пониженный коэффициент нечетности по сравнению с нижележащими двумя образцами (19 и 20), объясняется отличием петрографического состава органического вещества этого образца (см. табл. 2; Боголюбова, Тимофеев, 1978).

Кроме *n*-алканов в маслах ХБА присутствуют изопреноиды, среди которых наиболее представлен фитан (C₂₀). В связи с этим отношение пристана к фитану (C₁₉/C₂₀) колеблется от 0,49 до 0,14. Наибольшая величина отношения характерна для обр. 17, в органическом веществе которого отмечается меньше примеси гумусовых микрокомпонентов типа гелинито-телинита, а в сапропелевой его составляющей преобладает альгинито-коллинит. Требуется накопления фактов и дальнейшего обсуждения вопроса, является ли величина отношения пристана к фитану индикатором исходного материала органического вещества осадков. Низкая величина этого отношения в случае «черных сланцев» котловины Зеле-

«черных сланцев» котловины Зеленого мыса

микрокомпонентог				R _{макс} витри- нита, %	Стадия катагенеза
поллинит	резинит	животные остатки			
		бурые панцыри	желтые кости рыб		
3	2	3	2	0,30—0,35	Начальный и средний протокатагенез (ПК ₁ —ПК ₂). Мягкий и матовый бурый уголь (Б ₁ —Б ₂)
3	2	2	4	0,32—0,36	
3	2	2	1	0,31—0,37	
3	2	2	3	0,30—0,40	

Таблица 3

хлороформенного битумоида «А», в «черных сланцах» Зеленого мыса

алканов								Распределение изопреноидных алкавов									
C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	Σ C ₁₇₋₁₈	Σ C ₁₉₋₂₀	$\frac{n_4}{q}$ C ₂₂₋₂₂	i C ₁₆	i C ₁₇	i C ₁₈	i C ₁₉	i C ₂₀	i C ₂₁	i C ₂₂	i C ₂₃	$\frac{\Sigma i C}{\Sigma n C}$	$\frac{i C_{22}}{i C_{30}}$
1,9	1,9	0,9	0,2	0,4	71,4	4,8	1,4	—	—	1,0	5,7	11,5	—	—	—	0,25	0,49
3,1	1,7	1,2	—	—	67,7	3,0	2,0	—	—	0,9	3,8	25,8	—	—	—	0,45	0,14
3,9	4,3	4,4	0,3	—	68,5	3,2	2,0	—	—	0,5	3,1	21,9	1,4	1,1	—	0,40	0,14
1,7	1,1	1,3	0,1	—	76,4	13,0	1,4	0,8	—	1,0	3,4	14,5	—	—	—	0,25	0,23

ного мыса ассоциируется с преобладанием сапропелевого, главным образом водорослевого типа в них органического вещества, что полностью подтверждается показателями, такими, как значительная протяженность ряда *n*-алканов и отсутствие ароматических структур в маслах ХБА в сочетании с низким содержанием петролейно-эфирных смол в компонентном составе последнего.

Наряду с химико-битуминологическими и структурно-хроматографическими исследованиями ХБА исследовался спиртобензольный битумоид «А» (СББА) методами ядерного магнитного резонанса и электронного парамагнитного резонанса (табл. 4).

Установленное низкое содержание парамагнитных центров в спиртобензольных битумоидах всех образцов ($0,14—0,45 \cdot 10^{17}/gr$) и значительная ширина ЭПР-сигнала (4,5—6,5 э) характеризуют низкую укомплектованность структуры, свойственную слабо преобразованному в процессе литогенеза органическому веществу. Аномально низкие значения парамагнитных центров и повышенная ширина сигнала ЭПР в СББА обр. 17 объясняются петрографическим составом его органического вещества (см. табл. 2), особенности которого были показаны выше.

Для выяснения степени обогащенности ОВ «черных сланцев» водородом и подвижности водородсодержащих соединений, входящих в него, были замерены сигналы ядерного магнитного резонанса (ЯМР) низко-

Данные ядерного магнитного резонанса и электронного парамагнитного резонанса (СББА) «черных сланцев» котловины Зеленого мыса

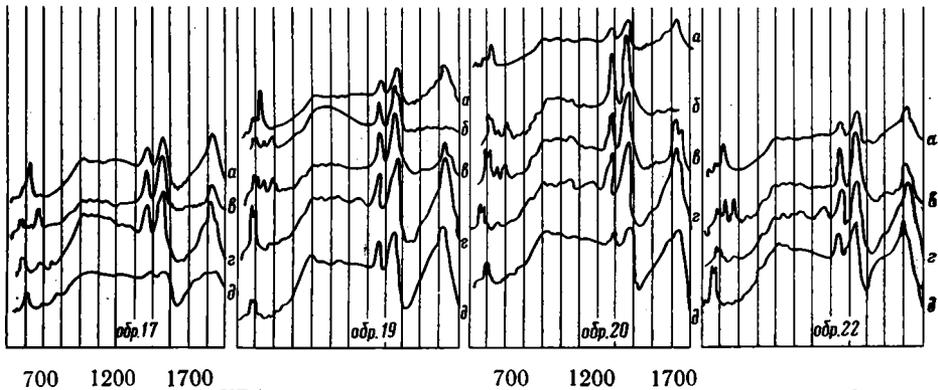
Скважина, №	Образец, № Глубина, м	Сорг. % ОВ, %	Замеры сигнала ЯМР в породе		Содержа- ние, СББА в ОВ, %	Концентрация парамагнитных центров в СББА, л·10 ¹⁷ на 1 г	ΔH, э
			I, мм	H, э			
367	17	23,62	44,7	9,0	2,77	0,14	6,5
	616,0—625,0	23,49					
	19	14,84	13,5	9,4	3,05	0,36	4,6
	644,5—654,0	20,66					
	20	17,30	18,6	6,3	2,12	0,36	4,6
	684,1—692,0	24,56					
	22	21,17	25,6	5,9	2,01	0,45	4,6
	720,5—730,0	29,90					
	23	2,0	8,8	5,3	—	—	—
	777,5—787,0	—					
24	0,73	6,2	4,3	—	—	—	
834,5—844,0	—						

го разрешения в шести образцах пород, результаты по которым сведены в табл. 4.

Как следует из таблицы, амплитуда сигнала находится в зависимости от $S_{орг}$. Такая зависимость доказана на большом фактическом материале, однако существует она только при условии однотипного состава ОВ исследуемых образцов. При не слишком контрастных и в целом высоких значениях $S_{орг}$ во всех исследуемых образцах «черных сланцев», относительно более высокое значение амплитуды ЯМР, установленное для обр. 17, в отличие от других справедливо объяснить особенностями его петрографического состава (см. табл. 2). В общем значения амплитуды у всех образцов очень малы при таком высоком содержании $S_{орг}$, что указывает на обедненность ОВ водородом.

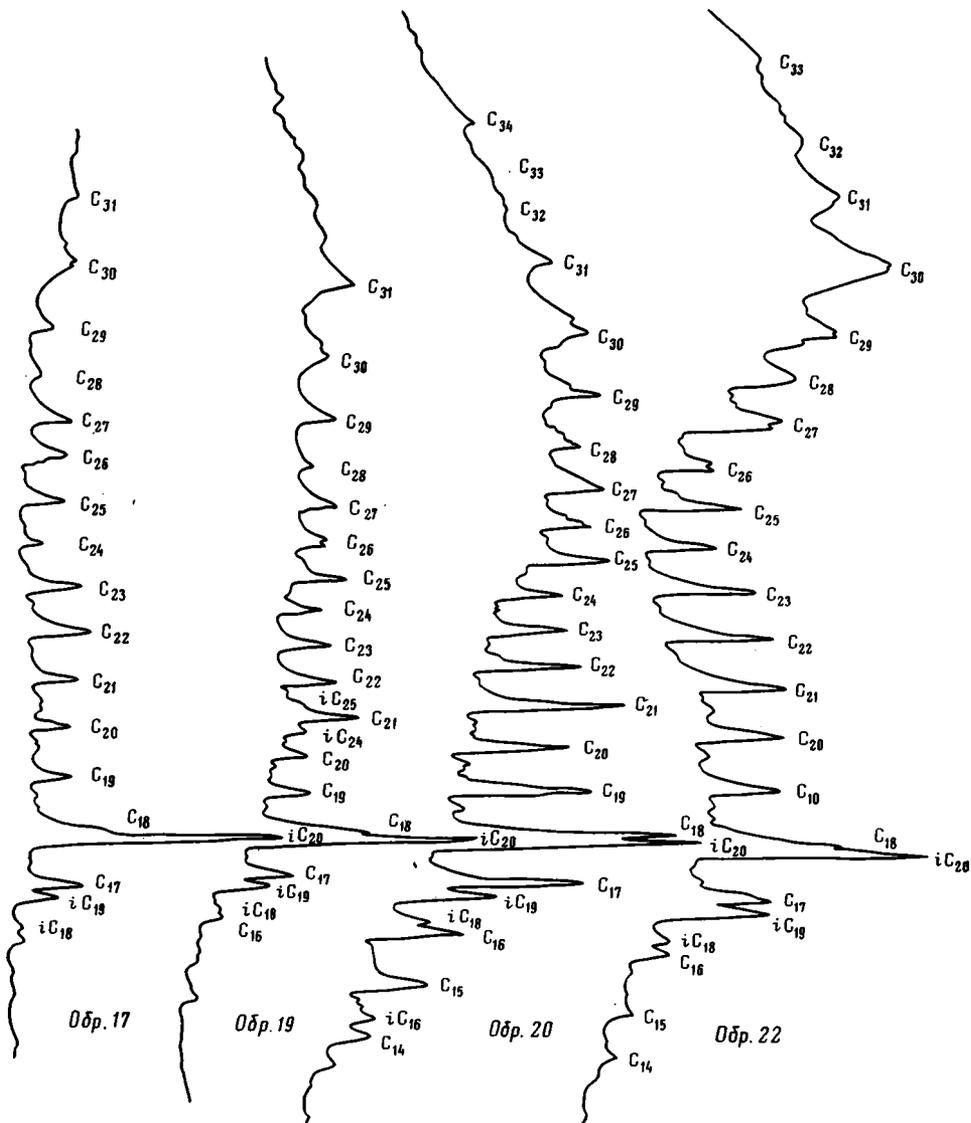
Значительная ширина ЯМР-сигнала, характерная для всех образцов, свидетельствует о крайне ограниченном участии в составе ОВ жидких, подвижных компонентов, что говорит о малом изменении его в процессе литогенеза.

Некоторое уменьшение ширины сигнала с глубиной залегания образца следует рассматривать как показатель более высокой обогащенности



Фиг. 1. ИК-спектры ХБА и его компонентов «черных сланцев» котловины Зеленого мыса

а — ХБА, б — масел, в — петролейно-эфирных смол ХБА, г — бензольных смол ХБА, д — спиртобензольных смол ХБА



Фиг. 2. Хроматограммы масел ХБА в «черных сланцах» котловины Зеленого мыса

ОВ жидкими компонентами, что происходит по мере его постседиментационного преобразования. Предполагается, что повышение степени преобразованности ОВ с глубиной погружения осадка в данном случае связано с уменьшением и его количества, так как известно, что в подстадию протокатагенеза при низкой концентрации ОВ оно обычно наиболее активно вступает во взаимодействие с катализаторами, реакционной способности которых оказывается достаточно для его преобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный комплекс химико-битуминологических и структурно-хроматографических исследований хлороформенного битумоида «А» (ХБА) органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса в скважине 367 позволил установить смолисто-асфальтеновый его тип, в котором масла составляют незначительную часть.

Для ХБА и его компонентов характерно преобладание алифатических структур, основу которых составляют длинноцепочечные парафиновые углеводороды, сопряженные с большим количеством кислородных структур, главным образом кислотного и спиртового типов.

Масла характеризуются рядом *n*-алканов значительной протяженности с малым содержанием жидких среди них.

Перечисленные результаты исследования отражают существенно сапропелевый тип органического вещества «черных сланцев» исследуемого района, гумусовый материал в котором не был преобладающим. Это согласуется с данными исследования Б. Р. Т. Симонейта (1977), изучавшего растворимые липиды «черных сланцев» этого района, в которых он нашел компоненты морского и терригенного происхождения по характеру распределения нормальных соединений в них.

Полным подтверждением всему сказанному является вывод о преимущественно водородсевой природе органического вещества «черных сланцев» по сведениям петрографического анализа, вследствие чего фиксируется и отсутствие ароматических структур ХБА и низкое содержание петролейно-эфирных смол в нем.

Перечисленные выше геохимические данные в сочетании с преобладанием нечетных *n*-алканов над четными, с фактом «блокированности» ароматических структур в смолах ХБА парафиновыми цепями и кислородными группировками, малым содержанием подвижных водородсодержащих компонентов и жидких *n*-алканов в маслах, а также низким парамагнетизмом свидетельствуют о том, что «черные сланцы» котловины Зеленого мыса скв. 367 не вышли из зоны протокатагенеза (ПК₁—ПК₂). Это обусловило низкую отражательную способность витринита, сохранность петрографических компонентов и первичной структуры органического вещества, и слабую постседиментационную его переработку, при которой процессы нефтеобразования практически еще не начались.

Вместе с тем намечающиеся изменения геохимических и физических параметров вниз по разрезу скважины, такие, как увеличение жидких *n*-алканов в маслах ХБА, обогащение смолистых соединений углеводородными группировками, увеличение масел, сопровождаемое уменьшением асфальтенов, увеличение подвижных водородсодержащих компонентов, уменьшение коэффициента нечетности и тенденция к увеличению отражательной способности витринита, подчеркивают постседиментационную эволюцию органического вещества в направлении развития процесса нефтеобразования. Следовательно, «черные сланцы» котловины Зеленого мыса по всем приведенным сведениям можно рассматривать в настоящее время как потенциально нефтематеринские толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5.
- Корчагина Ю. И., Четверикова О. П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М., «Недра», 1976.
- Меламедова В. С., Лерман А. Б. Ускоренный метод изучения нормальных алканов. В кн.: Геохимические методы поисков месторождений нефти и газа.— Тр. ВНИИЯГ, вып. 20. М., 1975.
- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л., «Недра», 1966.
- Симонейт Б. Р. Т. Органическая геохимия глинистых пород и сапропелей меловых отложений Атлантики.— В кн.: VIII Международный конгресс по органической геохимии. Тез. докл. т. I. М., 1977.

УДК 552.581 : 552.12

ПИСЧИЙ МЕЛ И ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЕ¹

Г. И. БУШИНСКИЙ, С. И. ШУМЕНКО

Писчий мел — это слабоуплотненный биомикритовый известняк, обычно биотурбатный. Рассмотрены его состав, структуры и текстуры, включенные в нем конкреции известняка, кремня, пирита и фосфорита, а также процессы цементации мела и превращения его в твердый известняк. Показано значение ходов илоедов (ихнитов) при образовании мела, кремней и фосфоритов. Дано сравнение общих черт и особенностей накопления писчего мела мелового периода и кокколитового ила современных океанов. Сформулированы темы дальнейшего изучения мела и морских илов.

В мезозойских и кайнозойских отложениях писчий мел и его аналоги имеют широкое распространение, поэтому их изучение весьма важно в решении проблемы глобальной корреляции процессов седименто- и литогенеза. Писчий мел это не только широкораспространенная, но и уникальная горная порода, давшая название целому периоду геологической истории Земли. На Русской платформе толща писчего мела простирается широкой полосой от берегов Эмбы к западу на расстояние 2300 км до границы с Польшей и далее на запад через Датско-Польский прогиб, Северное море, Францию до Англии. Общая протяженность полосы писчего мела в Европе составляет 4000 км. Мощность меловой толщи на окраинах впадин варьирует от 10 до 100 м, а в их центральных частях достигает 700 м (район Харькова и др.).

Изучение писчего мела производилось разными авторами с различных точек зрения: как породы, представляющей научный интерес, как полезного ископаемого для многих отраслей промышленности и сельского хозяйства, как основания для плотин, туннелей, зданий и других сооружений и как вместилища подземных вод и газо-нефтяных залежей. Многие из полученных при этом данных имеют значение для генезиса писчего мела. Для этой цели важно также сопоставление мела с современными его аналогами.

Уже А. Д. Архангельский (1912) проводил сопоставление между мелом и карбонатными осадками океанов. Интерес к мелу возрос в последнее время благодаря его значению при изучении недавно открытых нефтеносных толщ на дне Северного моря и при изысканиях таких крупных сооружений, как туннель под Ламаншем.

Чтобы сравнить мел с осадками океанов, необходимо знать его особенности. Важнейшие из них следующие: 1) высокая карбонатность — CaCO_3 , 90—99,8%, а в классическом проявлении 95—99,8%; 2) состав преимущественно из остатков кальцитовых скелетов известковых водорослей кокколитофорид; 3) тонкая дисперсность (содержание частиц $< 0,01$ мм больше 50%, а нередко и до 90%); 4) высокая пористость (45—55%); 5) слабая цементация, способность писать. В последнее

¹ Доклад, прочитанный во Всесоюзной школе по литологии и геохимии современных и древних отложений в океанах и на континентах (Геленджик, 1975), с дополнениями.

время обнаружилась еще одна особенность, отличающая мел от многих твердых известняков, — отрицательный знак электрического потенциала, т. е. заряда на поверхности частиц. Теперь определяют мел как рыхлый биомикритовый известняк, состоящий преимущественно из целых кокколлитов или их обломков (Шуменко, 1962, 1970, 1971, 1976; Shumenko, 1964, 1969, 1970; Kennedy, Harrison, 1975; Hancock, 1975).

Длительное время дискутируется проблема происхождения мела. Рассмотрим вначале его состав, структуры и текстуры, цементацию и фациальные переходы.

СОСТАВ ПИСЧЕГО МЕЛА

Первые работы о природе форменных частиц мела и о его происхождении были опубликованы в 1836—1854 гг. К. Г. Эренбергом (С. G. Ehrenberg). Пользуясь микроскопом с увеличением до 300 раз, он определил, что мел состоит из раковин фораминифер и более мелких частиц — «морфолитов», или «кристаллоидов». По его мнению, эти частицы образовались неорганическим путем за счет разрушения раковин фораминифер. Вскоре Х. К. Сорби (Sorby, 1861) показал, что так называемые «кристаллоиды» представляют органические остатки. Но это определение относилось к сравнительно крупным «кристаллоидам» — к целым кокколлитам и рабдолитам, а что касается их обломков, которых в меле довольно много, то их природа была уверенно установлена только с применением электронного микроскопа, примерно 25 лет назад.

В России мел изучали впервые под микроскопом украинские геологи П. Я. Армашевский (1883) и А. В. Гуров (1886). Они установили, что мел с р. Десны и мощная толща мела, пройденная бурением в Харькове, состоят в основном из остатков известковых водорослей кокколитофорид.

А. Д. Архангельский (1912) изучил стратиграфию, литологию и палеогеографию верхнемеловых отложений Поволжья. По его определению, состав мела довольно разнообразен, чаще всего мел на 40—50% состоит из остатков кокколитофорид, приблизительно такого же количества зернышек кальцита и небольшой примеси раковин фораминифер и других органических остатков. Сходный состав имеет мел Франции и Англии. На палеогеографических картах мел по направлению к берегу сменяется мергелями, глинами и песками.

По мнению Л. В. Пустовалова (1940), подсчеты содержания органических остатков в меле, сделанные А. Д. Архангельским, несколько преувеличены. «Мел в общем лишь в весьма подчиненной степени имеет органогенную структуру» (стр. 266). Это мнение авторитетного в то время автора хотя и не было подтверждено фактами, носило умозрительный характер и противоречило прежним исследованиям, но прочно вошло в сознание многих геологов и находит отголоски в справочной и учебной литературе даже в наши дни. В качестве примера можно привести выдержку из последнего вузовского курса по неметаллическим полезным ископаемым: «Мел представляет переходную разновидность от органогенных известняков к известнякам химического происхождения» (Дыбков и др., 1969, стр. 386). Вот выдержка из другой книги для студентов: «Вообще многие известняки имеют смешанное происхождение. Типичным примером в этом отношении может служить писчий мел, в котором на долю раковин (главным образом планктонных организмов) приходится 60—70% извести, а остальные 30—40% составляют тонкозернистый кальцит, имеющий, вероятно, химическое происхождение» (Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии, 1974, стр. 99). К этому можно добавить, что и в Реферативном журнале рефераты по мелу до сих пор попадают в рубрику «химические осадки». И это несмотря на ряд обстоятельных исследований, подтвердивших на новом уровне биогенную природу мела.

Из сказанного видно, что происхождение мела хотя и решалось в основном как биогенное, но долго оставалась не вполне ясной природа его тонкодисперсной части. Для решения этого вопроса нами уже в 50-х годах был привлечен метод электронной микроскопии. Вначале порошки мела изучались теневым методом на просвет (Бушинский, 1954), но это не дало уверенного решения вопроса. Эффективные результаты получились при использовании метода углеродных реплик на немногих образцах (Шуменко, 1962; Shumenko, 1964, 1969, 1970). Уверенные выводы сделаны после того, когда были изучены сотни образцов мела и меловых мергелей из разных районов и разного возраста не только методом реплик, но и под сканирующим электронным микроскопом (Шуменко, 1970, 1971). Основываясь на этих и многих других исследованиях подобного рода (Мощанский, Парабучев, 1974; Шуменко, 1976; Мощанский, 1977; Hancock, 1975; Kennedy, Garrison, 1975; Mapstone, 1975; Mimgan, 1977), можно считать установленным, что тонкодисперсная часть писчего мела на 90—98% сложена целыми кокколитами и их обломками. Содержание тонкодисперсной части в различных типах мела варьирует обычно от 60 до 95%, остальное приходится на раковины фораминифер, призматические фрагменты раковин пелеципод (чаще иноцерамов), зерна кварца, глауконита и фосфорита.

Частицы, которые можно отнести к хемогенному кальциту, составляют в мелу доли процента, да и то они вторичные, образовались за счет растворения биогенных карбонатов. Следы такого растворения под местным сосредоточенным давлением (pressure solution) имеют вид стилолитовых швов и конформных контактов биогенных частиц кальцита (Бушинский, 1961; Mapstone, 1975; Mimgan, 1977).

На основе содержания сохранных кокколитов, их фрагментов (порошковатый кальцит), раковин фораминифер и пелитовых силикатных частиц В. А. Мощанский (1977) предложил классификацию микроструктур мергельно-меловых пород. По этой классификации кокколитовая микроструктура характеризуется содержанием целых кокколитов 75% и порошковатого кальцита 10%, а порошковатая — 15 и 75% соответственно. Но эти названия микроструктур основаны на разных принципах. Название «кокколитовая» — генетическое, а «порошковатая» — физическое, не несет генетической нагрузки и по буквальному смыслу включает первое. Поэтому название «порошковатая микроструктура», обозначающее в меловых породах, как теперь выяснено, детрит кокколитов, лучше заменить на более определенное — «кокколитово-детритная микроструктура».

Планктоногенный характер кальцита меловых отложений присущ не только писчему мелу, но и породам, переходным от мела к глинам, опкам и пескам.

Изучение мела под электронным микроскопом показало, что для объяснения «аномального» знака заряда нет необходимости прибегать к умозрительным гипотезам о кремневых и силикатных пленках на частицах мела, якобы препятствующих его цементации, как предполагают некоторые физико-химики и грунтоведы (Горькова и др., 1962).

Помимо кокколитов и их обломков в мелу присутствуют кальцитовые раковины фораминифер, пелеципод, брахиопод, остатки мшанок, морских ежей. Среди пелеципод чаще всего встречаются иноцерамы в виде целых раковин, их обломков и фрагментов призматического слоя, а также раковин устриц, аммонитов и роостры белемнитов. Количество всех этих кальцитовых примесей в писчем мелу обычно не превосходит 1%, но в грубых мелах возрастает до 50% и более, преимущественно за счет призмочек иноцерамов (Архангельский, 1912; Бушинский, 1954; Носов, 1960; Шуменко, 1971; Савчинская, 1976).

Некарбонатных примесей в писчем мелу хотя и немного, но они тоже имеют генетическое значение. Из них следует назвать спиккулы кремне-

вых губок, терригенные зерна кварца и полевых шпатов (редко), аутигенный глауконит в форме зерен и пигментирующего вещества, конкреции кремня и фосфорита, пирит, цеолиты, барит и глинистые частицы.

Кремнезем губок чаще растворен и замещен пиритом, кальцитом или фосфатом курскитом. В обнажениях пирит окислен и видны только псевдоморфозы по нему и ожелезненные отпечатки пиритизированных губок.

Конкреции кремня разнообразны по форме и размерам и почти все зональны. В них различается средняя зона (темная твердая) и поверхностная (в виде корочек, обычно белая, меньшей твердости). Изучение этой корочки в шлифах показало, что в ней очень хорошо сохранились остатки кальцитовых раковин, замещенные тридимитом и кристобалитом, часты выделения «опаловых» глобуль. Под электронным микроскопом видно, что эти глобулы сложены кристалликами кристобалита или тридимита в форме каркасно-глобулярной структуры (Шуменко, 1977). В литературе такая структура известна под названиями леписферы, сферулиты, микросферулиты (Hakanson et al., 1972; Scholle, 1974). К центру кремня сохранность органических остатков резко падает вследствие интенсивного замещения их кварцем и халцедоном и выполнения пор этими же минералами. Конкреции фосфорита тоже содержат органические остатки, в той или иной мере фосфатизованные. Если в кремнях интенсивность окремнения растет от поверхности к центру, то в фосфоритах, наоборот, интенсивность фосфатизации в этом направлении падает. Те и другие конкреции метасоматические. В тех участках конкреций, где метасоматоз был слабым, отчетливо выделяется влияние ингибиторов и стимуляторов на интенсивность окремнения и фосфатизации мела (Бушинский, 1967; Bushinsky, 1967). Тридимит, кристобалит и халцедон встречаются в туронском мелу Брянска в форме округлых почковидных зерен, а в маастрихтском мелу района Ворошиловграда в виде тонкодисперсных каркасных глобуль тридимита и кристобалита. Главным источником кремнезема являются, по-видимому, кремневые губки, остатки, отпечатки и псевдоморфозы которых встречаются в мелу часто.

Конкреции пирита хотя тоже метасоматические, но агрессивность метасоматоза была настолько велика, что в них сохранились только толстостворчатые раковины иноцерамов. Пирит рассеян в мелу не только в форме крупных, но и микроскопически мелких конкреций и псевдоморфоз по скелетам губок. Крупные конкреции пирита нередко образуют наросты на конкрециях кремня. Это уязвляет на определенную последовательность образования тех и других. Еще позже образовались кристаллы барита, нарастающие на конкреции кремня и пирита (Бушинский, 1954). В доломитизированном мелу Сирии встречается палыгорскит и целестин.

Цеолит находится в форме микроскопически мелких призмочек. По составу и свойствам он представляет промежуточную форму между типичным гейландитом и клиноптилолитом (Шуменко, 1962, 1971; Шупенко, 1964). Содержание его в писчем мелу низкое — доли процента, но в мергелях, глинах, опоках и песках меловой формации немного выше. В прослоях монтмориллонитового мергеля среди писчего мела содержание цеолита не возрастает, а часто этот минерал отсутствует.

Глинистые минералы в мелу образуют довольно стойкую гидрослюдисто-монтмориллонитовую ассоциацию (Бушинский, 1954). В ней преобладает ферромонтмориллонит, на втором месте стоят диоктаэдрические гидрослюды 1M и 1Md, а на третьем — смешанослойные образования. Каолинит либо отсутствует, либо редок (Шуменко, 1961, 1971). Эта ассоциация глинистых минералов характерна также для мергелей и глин, хотя у них нередко возрастает количество гидрослюды и появляется тонкодисперсный кремнезем в форме опала, тридимита, кристобалита и халцедона. Фациальный переход писчего мела в мергели, глины, опоки и далее в глауконитово-кварцевые пески указывает на принос глинистых

минералов с суши. Но в писчем мелу наряду с терригенными глинистыми минералами, хотя и редко, встречаются небольшие (0,2—5 м) прослойки мергелей, в которых глинистый компонент представлен монтмориллонитом. Такие мергели известны в туронском мелу Изюма, района КМА и бассейна Днестра и в кампанском мелу Валуек. Их фаціальным аналогом может быть слой глины-восковки в сеноманском мелу верховьев Северного Донца и слой кила в известняках коньяка, саптона и кампана близ Бахчисарая в Крыму. Для этих глин и глинистой части указанных мергелей характерен мономинеральный монтмориллонитовый состав. В крымском киле определены рогульки вулканического пепла, свежий плагиоклаз, биотит и роговая обманка. Источником для них, вероятно, были вулканы Степного Крыма (Лебединский и др., 1977). Такого же состава глины сопровождают зеленые цеолитовые трассы среди кампанских известняков в Таузском районе Азербайджана. Весьма вероятно, что все эти монтмориллонитовые образования являются продуктом изменения вулканических пеплов, хотя в мелах Русской платформы и Сирии не найдено пепловых частиц. Для подобных глин имеются и другие характерные свойства (Шуменко, 1961, 1971, 1975; Фам Ван Ан, 1976). Большое число бентонит-мергельных прослоев известно в мелах формации Ниобрера в США (Freu, 1970) и долины р. Евфрат в Сирии (Мощанский, Парабучев, 1974).

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ПИСЧЕГО МЕЛА

По внешнему виду писчий мел весьма однороден. В обнажениях он обычно выглядит как массивная порода. Изредка в нем видна слоистость, твердые плиты (hard ground), конкреция известняка, кремня, фосфорита, пирита и глауконита, а также различные органические остатки. В глинистых мелах и мергелях, когда они во влажном состоянии, на их зачищенной поверхности можно видеть темные штрихи и пятна разной величины и формы. Присутствие таких штрихов и пятен в мелу Англии указывал А. Д. Джек-Браун в 1904 г., а позднее подобные формы находили и другие авторы в мелах Франции, Голландии, Бельгии и Германии. Штрихи и пятна в мелу, как отмечал Ф. Трусгейм (Trusheim, 1936), хорошо видны после сильных дождей, а в сухих образцах — под кварцевой лампой. Он находил спикеры губок в серых слойках, пронизывающих кремневые конкреции. Это дало ему основание считать серые слойки остатками пластинчатых или тарельчатых губок, а слойчатый мел (Vanderkreide) губковым рифом или губковой фацией. В дальнейшем эти неточные наблюдения и выводы не подтвердились.

На территории Советского Союза писчий мел и мергели также содержат разнообразные штрихи и пятна. В сухой породе они не видны или едва заметны, находятся в ней в скрытом состоянии. При смачивании породы водой изображение их улучшается, но оно нестойкое — после высыхания исчезает.

Гораздо лучшие и более стойкие изображения штрихов и пятен дает масляный метод проявления скрытых структур и текстур тонкопористых пород. Он дает очень четкую и стойкую картину неоднородности строения не только глин и мергелей, но и писчего мела. Такие картины сохраняются многие месяцы и даже годы. Сущность его состоит в неполной пропитке плиток породы светлым машинным маслом (Бушинский, 1947, 1954; Bushinsky, 1947). Наиболее тонкопористые участки впитывают масла больше и получают темными на фоне менее пористой и светлой породы. Оптимальный режим проявления подбирается опытным путем и зависит от микропористости породы и вязкости масла. Если плитка пересыщена маслом, то картина получается плохая. Ее можно улучшить нагревом породы. При этом избыточное масло выступает на поверхность плитки и легко удаляется прикладыванием бумаги. Это интересно и с

точки зрения миграции нефти при нагревании пород на больших глубинах.

Применяя масляный метод проявления скрытых структур и текстур, удалось установить их большое разнообразие и широкое распространение. Среди них наиболее часто встречаются ходы илоедов, реже абиогенные структуры и текстуры — брекчиевая, конгломератовая и микро-слоистая.

Масляный метод проявления скрытых структур с применением люминофоров использовала К. И. Багринцева (1977). Она испытала много масел, из них лучшим оказался нориол в смеси с керосином для разбавления.

Ходы илоедов, проявленные и видимые на поверхности плитки, то светлые, то темные. Форма их округлая, удлиненная и в виде полос и комьев с отrostками. Внутри полос часто можно видеть поперечные полукруглости, направленные выпуклостями в одну сторону. Это наиболее важный критерий хода червя, периодически передвигавшегося в сторону, обратную их выпуклостям. Следовательно, полосы представляют собою фекальные стержни. Толщина их от 0,2 до 20 мм, чаще 1—3 мм. Округлые и удлиненные формы могут быть поперечными и косыми разрезами стержней или фекальными зернами. Все это следы жизни, или ихниты, ходы питания, по О. С. Вялову (1966), вернее ходы илоедов, выполненные их экскрементами. Обилие этих ходов в мелах и мергелях позволяет сделать вывод, что морской ил, из которого образовался псичий мел и другие породы меловой системы Русской платформы, перемешаны илоедами или пропущены через их кишечный тракт. Аналогичные перемешанные породы известны и в других системах разных районов земного шара. Для них принято название биотурбатные породы (bioturbate rocks), а соответствующая структура — биотурбатная (bioturbate texture).

Ихниты имеют большое палеонтологическое, стратиграфическое и литологическое значение. Литература о них, по выражению Р. У. Фрея (Freu, 1975), растет как ихнологический снежный ком. Зарождается новый раздел палеонтологии — палеоихнология. Рассмотрим значение ихнитов в стратиграфии и в образовании псичего мела, мергелей, кремней и фосфоритов.

Стратиграфическое значение ходов илоедов, или ихнитов, пока невелико, вероятно, по причине их слабой изученности и большой изменчивости в зависимости от фациальных условий. Метод расчленения однородных толщ по ихнитам удобен в том отношении, что ихниты содержатся почти в каждом образце мела или мергеля и легко могут быть проявлены в полевых условиях. Пользуясь этим методом, М. Г. Немировская расчленила однородную толщу кампанских мергелей Амвросиевки в Донбассе на три подзоны (Бушинский, 1954), а Г. И. Носов (1957) выделил в толще туронского мела Донбасса 22 литологических горизонта. Эти подразделения имеют только местное значение.

В мелах, мергелях и кремнях встречаются: *Chondrites sp.*, *Thalassionoides sp.*, *Asterosoma sp.*, *Planolithes sp.*, *Zoophycos sp.* и другие ихниты. Метод проявления скрытых структур нашел применение при гидротехнических изысканиях для сооружения плотин на «однородных» толщах мела в бассейне Дона (Носов, 1960), р. Евфрат в Сирии (Мощанский, Парабучев, 1974), при изучении меловой вскрыши железных руд района Курской магнитной аномалии (Шуменко, 1971) и при других исследованиях.

В меловых породах формации Ниобрера в Канзасе Р. У. Фрей (Freu, 1970) определил 13 форм ихнитов, дал их описание и изучил распределение по разрезу. Их видимость он улучшал смачиванием породы водой, отмыванием с помощью тампона, щетки и кисточки, окрашиванием и затем освещением в ультрафиолетовом свете. По его мнению, ихниты

хотя и трудны для изучения, но способны дать важную палеонтологическую и палеоэкологическую информацию. Они более точно отражают обстановку, чем раковины, так как не могут быть переотложены. Обилие ихнитов в породах указывает на значительное количество органического детрита в материнских илах, достаточное для питания илоедов.

Многие ихниты очень хорошо сохранились в кремневых конкрециях, особенно на их поверхности. На первый взгляд такие ихниты — ходы в кремне можно принять за норки сверлящих организмов. Но стенки этих «норок» шероховатые, что не похоже на действие сверлильщиков. Кроме того, такие же «норки», как и в кремнях, имеются и во вмещающем мелу в форме ходов. Следовательно, кремнь с ходами илоедов — это неравномерно окремненный участок мела, в котором ходы содержали ингибиторы окремнения и поэтому остались неокремненными (Бушинский, 1954, 1967; Bushinsky, 1967). Интересно открытие в кремнистых породах различных форм, весьма похожих на бактерии (Хворова, Дмитрик, 1972; Сеньковский, 1973).

Слоистость в мелу обычно отсутствует. Это объясняется тем, что меловой ил перемешан илоедами. Реликты слойков встречены в кампанских мергелях Амвросиевки в Донбассе. Микрослоистый мел сохранился местами в центральной части Днепровско-Донецкой впадины, где, вероятно, было сероводородное заражение придонных вод. Если слои глины или вулканического пепла в известковом иле имели мощность 5—10 см или более, то они могли сохраниться, но нижние и верхние их контакты нечеткие вследствие перемешивания илоедами. Такие слои глины или мергеля с нечеткими контактами можно видеть в обнажениях у городов Старый Оскол, Валуйки и Бахчисарай.

Брекчиевая структура мела обнаружена путем ее проявления масляным методом (Бушинский, 1947, 1954). В более новых работах она получила название жильчатой текстуры (Носов, 1960; Шуменко, 1964, 1971). По мнению Г. И. Бушинского, этот термин неудачен, так как в геологии принято называть жилками мелкие трещины, в которых минералы отложились из раствора. В брекчиевом мелу «жилки» представляют механическое выполнение трещинок мелом.

Брекчиевый мел сложен обломками мела, не смещенными или слабо смещенными относительно один другого. Степень их смещения можно видеть по разрыву ихнитов и слойков. Цемент брекчии в сухом виде — белый мел, но после проявления становится серым. Форма обломков угловатая, удлиненная по вертикали. Размеры их обычно от 1 до 40 мм по длинной оси. Следы брекчиевой структуры мела запечатлены на поверхности многих кремней в виде слабо выступающей сетки. Очевидно, «нити» ее окремневали полнее, чем мел в петлях, поэтому дали выступы. Брекчиевый мел характерен для чистых разностей мела и залегает в форме протяженных линз 1—3 м мощностью. Его распространение не связано ни с тектоникой, ни с выветриванием. Скорее всего брекчиевая структура образовалась в результате обезвоживания и неравномерной усадки мела в процессах его диагенеза и катагенеза, до появления кремня. Брекчиевидные текстуры мела нередко образуются при его выветривании, особенно в долинах рек, где мел обнажен на больших площадях, нередко возникают также при бурении скважин (Шуменко, 1971).

Конгломератовый мел представляет слойки и линзы галек и обломков мела, сцементированных мелом. Хорошо виден после проявления масляным методом. Размеры обломков и галек мела обычно небольшие, от 1 до 50 мм, мощность слоев конгломерата 1—30 см. Такие слои встречены в туронском мелу на юге Донбасса и в маастрихтском мелу вблизи Сенгиля. Причинами образования конгломератового мела могли быть временные тектонические поднятия дна до зоны волнения или штормы. Обе причины указывают на малую глубину отложения мелового ила и на его раннюю слабую цементацию. Есть еще третья причина — вывет-

ривание в долинах рек, особенно морозное, к которому мел очень нестоек (Шуменко, 1964, 1971).

Строение маастрихского слойчатого мела Северо-Западной Германии изучали Э. Фойгт и В. Хентчель (Voigt, Häntschel, 1956). Они отмечают, что потемнение слоек можно получить путем применения воды или масла, а еще лучше глицерина. По нашим опытам, глицерин менее удобен, чем масла, так как он скоро высыхает, а картина исчезает. Наиболее стойкие картины ходов илоедов сохранились на кремнях. Среди них Э. Фойгт и В. Хентчель определили несколько видов *Zoophycos*. По мнению этих авторов, изученные ими серые слои представляют следы жизни.

ЦЕМЕНТАЦИЯ МЕЛА

Рыхлость мела — это замечательная и в то же время загадочная его особенность. Часто задают вопрос: почему мел рыхлый? Первый ответ, что это платформенное образование, что мел покрывали сравнительно маломощные толщи более молодых отложений, которые не создавали высоких давлений, необходимых для его уплотнения и превращения в твердый известняк. Но и на платформах известно много более молодых, но твердых известняков, еще меньше подвергавшихся давлению вышележащих пород. Пожалуй, легче ответить, почему известняки твердые. Поэтому попытаемся проследить процессы уплотнения мела.

Для отличия мела от соседних по твердости карбонатных образований в практике глубоководного бурения экспедиции «Гломар Челленджер» приняты следующие простые критерии: сухой известковый ил рассыпается между пальцами, мел чертится ногтем, известняк не чертится ногтем, но чертится ножом.

По мнению Д. М. Хенкока (Hancock, 1975), меловой ил состоял из низкомагнезиального кальцита, устойчивого при обычной температуре и обычном давлении, поэтому мел остался рыхлым. Большинство известняков, претерпевших, как и мел, аналогичные давления вышележащих пород, отлагалось в форме ила, содержавшего арагонит и высокомагнезиальный кальцит. В дальнейшем инверсия этих малостойких минералов в низкомагнезиальный кальцит привела к цементации ила и превращению его в известняк.

Действительно, содержание MgO в мелах Русской платформы очень низкое, обычно 0,1—0,4%. Мела Англии содержат MgO 0,2% и по рентгенографическим определениям состоят в основном из низкомагнезиального кальцита (Mitran, 1977). Отложение мелов Европы происходило в условиях гумидного климата, в которых трудно ожидать накопление арагонита и высокомагнезиального кальцита. Но и олигоценовые мела и мергели гидроузла Табка в Сирии тоже рыхлые, хотя и образовались в условиях аридного климата и содержат примесь доломита. Состав этих мелов и мергелей то же в основном кокколитовый (Мощанский, Парабучев, 1974; Мощанский, 1977).

Степень уплотнения мелового ила можно определить по сплюсненности ходов илоедов. Многие из них в илу были круглыми, а по мере сжатия ила под давлением вышележащих осадков стали эллипсоидальными. Отношение длинного диаметра эллипсоида к короткому на сечении, перпендикулярном ходу илоеда и плоскости напластования, дает степень уплотнения. В мелах Днепровско-Донецкой впадины эта величина равна 1,5—2, в мергелях — 2—3. При определении степени сжатия осадка необходимо иметь в виду, что органическое вещество ходов при диагенезе не было пассивным — в одних ходах оно содействовало растворению, в других — осаждению кальцита. Соответственно в первом случае у хода могло быть сжатие больше, чем осадка, а во втором, наоборот, — меньше. Это хорошо видно на примере мергелей Амвросиевки

в Донбассе, где имеются светлые ходы, более богатые кальцитом, чем темные. Еще резче влияние органического вещества ходов видно в сантонских трепелах Хотьковского месторождения Московской области. Некоторые ходы среди этих трепелов резко сплюснены, почти в 5 раз против круга, а опаловый кремнезем из них почти полностью вынесен.

Промежуточная степень уплотнения мела, происшедшая ко времени образования кремней, определяется по сплюсненности ходов, зафиксированных в кремнях. Степень сплюсненности ходов в кремнях оказалась небольшой, примерно 1,2—1,4 против круга. Соответственно окремнение можно отнести к поздней стадии диагенеза или к раннему катагенезу (по советской терминологии). Это подтверждается и весьма слабой сдавленностью раковин иноцерамов с ядрами кремня (Бушинский, 1954).

В океане карбонатные осадки нижнего мела на глубине 1000 м от поверхности дна уплотнены слабо — пористость их 40% (Schlanger, Douglas, 1974).

В мелах Европы можно различать пять типов уплотнения: 1 — конкреции известняка в мелу, 2 — хард-граунд, 3 — грубый мел, 4 — карстовый известняк и 5 — твердый мел, слагающий значительные и протяженные толщи. Первые два типа уплотнения характерны скорее не для писчего, а для грубого мела.

1. Конкреции известняка в мелу встречены нами только в районе Лисичанска в Донбассе в самом низу толщи туронского мела. Их диаметр 3—7 см, форма округлая, переход в мел нерезкий. Эти конкреции твердые, с раковистым изломом, состоят из микрозерен кальцита (Бушинский, 1954).

На юге Англии конкреции известняка в мелу встречаются в больших количествах и довольно разнообразны (Kennedy, Harrison, 1975). Пласты мела, содержащие конкреции или желваки, известны под названием желваковый мел (nodular chalk). Размеры желваков 1—15, чаще 3—8 см. Форма их округлая, почковидная. По твердости они составляют ряд от рыхлых до твердых фарфоровидных с раковистым изломом. Границы между желваками и мелом бывают постепенные, местами с глинистой прокладкой. Мощность слоев желвакового мела 0,2—1 м. Верхняя и нижняя границы их нерезкие, диффузные. Сгруженность желваков различная, местами они редко рассеяны, местами плотно сгружены. Слои желвакового мела разделены слоями мела без желваков такой же, большей или меньшей мощности. Мощность чередующихся серий желвакового и нежелвакового мела достигает нескольких десятков метров. Каждый слой желвакового мела в типичном выражении заканчивается поверхностью перерыва (omission surface), отражающей паузу в осадконакоплении. Желваки росли во время образования поверхности перерыва и часто сохраняют реликты бистурбатных структур (bioturbate textures). Кальцитовые раковины обычно лучше схоранились в желваках, чем во вмещающем мелу. Желваки образовались немного ниже дна, на что указывает отсутствие эпифауны на них, а также их глауконитизация и фосфатизация. Течения размывали желваковый мел, что приводило к образованию внутриформационных конгломератов. У. Д. Кеннеди и Р. Е. Гаррисон полагают, что желваковый мел отражает вторую стадию образования хард-граунда.

2. Хард-граунд (hardground) — твердый грунт, твердое дно или твердая плита представляет уплотненный мел путем окремнения, фосфатизации, глауконитизации и кальцитизации. Мощность его 0,1—0,3, редко до 0,5 м. Поверхность хард-граунда бывает ровная или бугристая и обычно источена сверлящими животными. На Русской платформе чаще встречается окремненный мел, вплоть до полного его замещения кристобалитом и халцедоном и выполнения пор этими минералами. Степень фосфатизации обычно невелика, содержание P_2O_5 в фосфатизованном мелу

равно 1—3%, а глауконита и того меньше. В Воронежской области и Донбассе встречены плитки мела, почти полностью замещенные курски-том (Бушинский, 1954; Шуменко, 1971).

По разрезу слои хард-граунда приурочены к верхним поверхностям ярусов и подъярусов меловых отложений. Так, слой хард-граунда известен в кровле сеноманского мела у г. Изюма и в туронском мелу на северной окраине Днепровско-Донецкой впадины. Окраска этих слоев желтая или светло-желтая, твердость слабая. В них встречаются желваки желтого метасоматического фосфорита. В кровле туронского мела у поселка Фокино (в 25 км севернее Брянска) залегают плиты кремневого мела. Она покрывается опоками сантона. К югу от Брянска в сторону глубокого моря эти опоки фашиально переходят в мергели, а плита становится менее твердой и тоже переходит в мергель.

Плиты кремневого мела широко распространены в Поволжье. Обычно они завершают ярусы и подъярусы меловой системы, сложенные мергелями, грубым и писчим мелом. Образование этих плит связано с обмелением моря, с подводным размывом осадков и местами, возможно, с кратковременным выходом участка дна над уровнем моря. В этих плитах возраст карбонатного компонента такой же, как у подстилающих пород; что касается возраста кремнистого, фосфатного или глауконитового вещества, то он более молодой. В сторону глубокого моря (Вольск, Озинки) плиты исчезают. Обмеление моря там если и было, то небольшое, так что волнение не достигало дна.

В Западной Европе слои хард-граунда известны в меловых отложениях Франции и Англии. Авторы называют их поверхностями перерыва (omission surfaces) и относят к ранней стадии литификации мела при обмелении моря (Bromley, 1975; Hancock, 1975). Хард-граунд, особенно его верхняя часть, интенсивно источен сверлящими организмами.

Во многих местах процессы отложения, цементации и выхода мела из-под уровня моря повторялись неоднократно, образуя сложный хард-граунд, указывающий на длительную историю его диагенеза (Kennedy, Haggison, 1975).

3. Грубый мел довольно прочный (прочность на сжатие около 50 кг/см^2), поверхность его излома шероховатая от примеси раковин фораминифер, моллюсков и брахиопод. Особенно много бывает в нем призмочек раковин иноцерамов, хотя чаще преобладают кокколлиты и их обломки. Мощность пластов грубого мела небольшая, обычно 1—3, редко до 10—15 м, но распространение его широкое — почти на всем пространстве Русской платформы, где известны верхнемеловые отложения. Грубым мелом сложена верхняя часть сеноманского яруса, а также туронский и коньякский ярусы Поволжья, области КМА и частично Украины. В фашиальном отношении грубый мел представляет мелководный осадок, располагавшийся между фациями писчего мела и глауконитово-кварцевого песка. Присутствие в этом мелу целых, обломанных и слабоокатанных раковин устриц и других двустворок тоже указывает на его мелководность. По разрезу сеноманского яруса глауконитово-кварцевый песок с шероховатыми и окатанными желваками фосфоритов постепенно переходит кверху в песчанистый, а затем в грубый мел, который в самом верху заканчивается хард-граундом — свидетелем обмеления или даже континентального перерыва.

4. Карстовый известняк имеет сопротивление сжатию больше 100 кг/см^2 . Цемент в нем — микрозернистый кальцит, выполняющий поры. Гнезда карстового известняка слагают дно, а местами и борта карстовых воронок на поверхности мела. Источником кальцита послужил мел, растворенный при образовании карста. Иногда в трещинах известняка или мела наряду с гидроокислами железа и марганца встречаются тонкие налеты карбоната кальция типа горной муки или люблинита (Шуменко, 1971).

5. Твердый мел или мелоподобный известняк, слагающий значительные и протяженные толщи,— это переходная порода от писчего мела к твердому известняку. Твердым мелом в начальной стадии отвердения сложена маастрихтская толща окрестностей Вольска и Сенгиля на Волге и в районе Тернополя, а более отвердевшим — глубоко залегающие слои верхнемеловых отложений в Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Предкавказской и Прибалтийской впадинах, на дне Северного моря и в районе Дорсета в Англии. Основной причиной твердения мела было увеличение давления вышележащих пород, так называемый катагенез погружения (*burial diagenesis*), но детали этого явления мало изучены.

В Харькове объемная масса скелета писчего мела до глубины 250—300 м равна 1,2—1,4 г/см³, а на глубине 400 м возрастает до 1,5—2,0 г/см³ (Шуменко, 1971). Причины ее изменения неясны, возможно, зависят не только от давления вышележащих пород.

В результате более высокого давления вышележащих пород в Кавказской геосинклинали писчий мел превращен в твердый известняк. Первичный состав меловых известняков Дагестана кокколитовый, что доказано при помощи электронной микроскопии (Шуменко, Васин, 1971). Прекрасные обнажения туронских известняков с обилием стилолитовых швов изучены в районах Кисловодска и Черкаска. Эти швы указывают на существенное растворение известняка при его стилолитизации порядка 20—40%. При этом происходило выполнение пор первичной породы кальцитом и превращение ее в твердый известняк (Бушинский, 1961). Уплотнение известняков между стилолитивыми швами, судя по слабому раздавливанию раковин моллюсков, достигалось не только прессованием или сжатием, но и в результате выполнения пор кальцитом.

На основании электронно-микроскопического изучения образцов мела из месторождения Тор в центре Северного моря Н. Б. Мепстон (Mapstone, 1975) выделил три формы (mode) литификации: 1) пятна-спайки соседних зерен (преимущественно в мелу датского яруса); 2) селективные наросты на некоторых зернах кальцита (обильные в маастрихтском мелу) и 3) выполнение пор кальцитом в связи со стилолитизацией маастрихтского мела. Мел датского яруса рыхлый, глубина его залегания 2950—3050 м. Нижележащий маастрихтский мел значительно прочнее датского. Под электронным микроскопом пятна-спайки в точках контактов дают эффект менисков между соседними зернами. Эти мениски очень тонкие, образовались, вероятно, в результате растворения зерен кальцита под местным давлением. Селективные наросты кальцита увеличивают размеры кальцитовых плиток как отдельных, так и слагающих кокколиты. Это наиболее эффективная форма уплотнения мела.

Выполнение пор ромбоэдрами кальцита в связи со стилолитизацией маастрихтского мела представляет начальную стадию его цементации. Она выражена в виде тонкой (по 1 мм толщиной) твердой зоны вдоль стилолитовых швов. Под электронным микроскопом видны кристаллики кальцита, прорастающие один другой (Mapstone, 1975). Глубина залегания этого мела немного более 3050 м ниже дна Северного моря.

При окремнении мела тоже происходит растворение карбоната кальция, но он не осаждается вблизи кремня, а рассеивается в мелу.

Образование стилолитов происходит, как известно, в результате растворения минералов в точках сосредоточенного давления (*confining pressure solution*). Такие точки могут быть на поверхности стилолитовых швов среди карбонатных и кремнистых пород, фосфоритов и бокситов, а также между соседними гальками в конгломератах, между зернами песка в песках или между карбонатными частицами — раковинами, моллюсков, члениками иглокожих, фораминиферами (Бушинский, 1961). В мелах Англии точки растворения под давлением между кокколитами или их обломками наблюдались под электронным микроскопом (Мар-

stone, 1975; Hancock, 1975; Mimran, 1977). Растворенный кальцит здесь же и отлагался в порах, что приводило к уплотнению мела.

В результате тектонического сжатия мел Северной Ирландии уплотнен до твердого известняка настолько, что даже раковины фораминифер раздавлены (Scholle, 1974).

Как видно, проблема регионального уплотнения мела находится в начальной стадии своего изучения. Причины этого процесса различные, и роль каждого из них не вполне ясна.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПЕРЕХОДЫ МЕЛА

Меловые отложения Русской платформы, взятые в целом вместе с прибрежными терригенными отложениями (глауконитовыми песками, фосфоритными пластами), Н. М. Страхов (1960) отнес к числу карбонатных платформенных формаций. Он считал меловую формацию типичной для относительно глубокого моря гумидной зоны. В связи с этим представляют интерес фациальные переходы писчего мела в сторону суши — в более мелководные отложения. Рассмотрим несколько примеров.

Сеноманский мел района Курска слабо песчанистый, грубый, (сурка), переходит к северу через 70 км у пос. Поньры в глауконитово-кварцевые пески с редко рассеянными желваками фосфоритов.

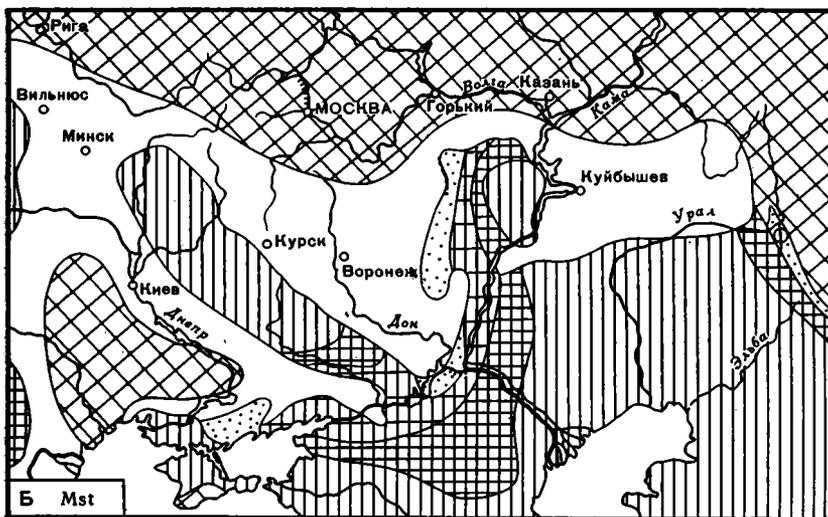
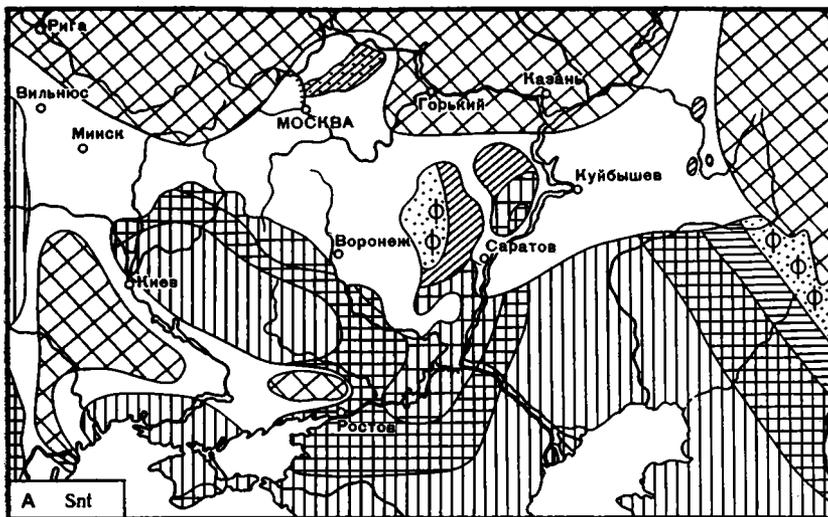
Туронский мел района Брянска через 380 км к северо-востоку сменяется песчанистыми трепелами и глауконитово-кварцевыми песками в районе Дмитрова. Коньякский мел Черниговской области сменяется к северу через 200 км мергелями. Такие же фациальные переходы туронского и коньякского мела совершаются с юга на север в Ульяновской области и Чувашии.

Фациальные переходы сантонского мела более сложные. Писчий мел и мелоподобный мергель районов Харькова и Белгорода переходит к северу и северо-востоку сначала в глинистый цементный мергель (С. Подгорное), который далее обогащается тридимитом и кристобалитом и у Поньрей сменяется слабопесчанистыми опоками. Этот переход совершается на расстоянии около 200 км. Далее на севере Московской области (700 км от Харькова) сантон представлен глинисто-песчанистым трепелом (фигура).

На этой же фигуре видно, что от района Нижней Волги писчий мел переходит к северу и северо-западу в глинистые и далее в кремнеземистые мергели, затем в опоки, песчанистые опоки и глауконитово-кварцевые пески с зернами фосфоритов. Этот переход от мела в пески совершается на расстоянии 350—400 км. Кремнистые отложения занимают строго промежуточное положение между фацией мела и глинистых мергелей, с одной стороны, а фацией глауконитово-кварцевых песков — с другой. Площадь глауконитово-кварцевых песков между Волгой и Доном представляет часть песчаной фации, дальнейшее отражение дельты, вклинивавшейся с севера на юг в сантонское море. Вместе с песком приносились глинистые частицы, которые отлагались в более мелководной зоне. Судьба растворенного кремнезема более сложная. Он перехватывался кремнистыми организмами и после их отмирания осаждался в спокойной воде.

От Прикаспийской впадины к северо-востоку белый мел сантона переходит в глинистые мергели, глины и глауконитово-кварцевые пески с крупными залежами желваковых фосфоритов (Актюбинская область). В песках рассеяны фосфатные зерна (пеллеты), представляющие, как и в Пензенской области, фосфатизованные копролиты различных донных животных. Переход от мела в пески составляет 300 км.

В кампанское время на площади Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин отлагались кокколитовые илы, давшие толщу белого



150 0 150 300 450 км



Карты отложений меловых морей Русской платформы

А — отложения сантонского моря; Б — отложения маастрихтского моря
 1 — суша; 2 — предполагаемое распространение моря; 3 — писчий мел, на юге твердый известняк; 4 — мергель глинистый; 5 — мергель кремнеземистый; 6 — опока; 7 — глина; 8 — песок глауконитово-кварцевый; 9 — фосфорит

писчего мела. На палеогеографической карте кампана также выделяется клин терригенных пород, внедряющийся с севера на юг. Кремнистых образований среди них мало, преобладают пески, глины и мергели. По сравнению с сантонским веком клин песчаных пород кампана продвинулся значительно южнее и достиг Волго-Донского водораздела. В Актюбинской области, наоборот, песчаные породы сантона сменились глинами кампана. Ширина полосы перехода от песков в мел равна 200—300 км.

Маастрихтский век имеет свои особенности. Писчий мел в Днепровско-Донецкой впадине по-прежнему занимает центральную ее часть, в Прикаспийской — значительно продвинул свою границу на север в Куй-

бышевскую и Оренбургскую области, а в низовьях Дона отступил на юг (см. фигуру). Поток терригенного материала, шедший с севера Русской платформы на юг, усилился и достиг низовьев Дона. Соответственно более усиленно накапливались глинистые и кремнистые отложения, окаймлявшие фациальный клин песчаных пород. На юго-востоке Донбасса известно Успенское месторождение трепела маастрихтского возраста. Немного западнее у г. Амвросиевки и севернее у Ворошиловграда маастрихт представлен кремнеземистыми мергелями. К северо-западу отсюда эти мергели сменяются писчим мелом. В Урало-Эмбенском районе писчий мел переходит к северу в глинистые мергели, а далее в глауконитовые пески с желваками фосфоритов. Кремнистые отложения здесь не указываются (Колтыпин, 1957). Дальность фациального перехода от меловой фации к песчаной изменяется в разных районах от 200 до 400 км. Кремнистая фация, как и в других ярусах, повсюду строго располагается между мело-мергельной и песчаной или глинисто-песчаной фациями.

Кремнистые отложения позднего мела на Русской платформе представлены опоками, то чистыми, то глинистыми, то с примесью карбонатного материала, преимущественно в форме кокколитов. Редко опоки рыхлые, и тогда их называют трепелами (хотьковский трепел Московской области, успенский трепел Ростовской области). Кремнистое вещество опок представлено кристобалитом, тридимитом и рентгеноаморфным опалом. В качестве примесей присутствуют терригенные минералы — кварц и редко кислые полевые шпаты, аутигенные — глауконит, цеолиты, пирит, кальцит. Из числа глинистых минералов — монтмориллонит, гидрослюда и мусковит. В толщах опок рассеяны различные двустворки, чаще иноцерамы, встречаются брахиоподы и аммониты. Строгое фациальное положение опок и присутствие в них рассеянных органических остатков указывает на длительное накопление материала, создавшего опоки, и на поступление его непосредственно с суши (Бушинский, 1954; Дистанов и др., 1969; Дистанов, 1976).

Содержание кремнезема и фосфатов в водах рек, как правило, выше чем в поверхностных водах морей. Принесенный в море SiO_2 уже в зоне биофильтра усваивали кремневые организмы, преимущественно диатомовые водоросли. Тонкие скорлупки отмерших диатомей переносились волнами из мелководья в сторону моря и отлагались там, где придонные воды были мало подвижны. Это как раз зона между песчаной и мело-мергельной фациями.

Современные идеи о генезисе опок сведены В. И. Муравьевым (1973). Новая идея о приносе кремнезема восходящим течением (апвеллингом) для образования кремнистых пород Прикарпатья высказана Ю. Н. Сеньковским (1977). Все эти идеи заслуживают отдельного рассмотрения.

Очень высокая карбонатность, практически мономинеральность писчего мела объясняется двумя факторами: 1) пышным развитием кокколитофорид в эпоху позднего мела и 2) низким рельефом суши и соответственно слабым приносом терригенного материала. Эти особенности накопления мела придали ему пелагический характер. Фациальные карты меловых отложений как Русской платформы, так других регионов свидетельствуют, что в ряду фаций кокколитофоридный ил, из которого образовался писчий мел, представлял самый глубоководный осадок, отлагавшийся в центральных частях эпиконтинентальных водоемов, куда занос терригенного материала с пенепленизированной суши был минимальным (см. фигуру; Атлас..., 1961; Бушинский, 1954; Морозов и др., 1967). Интересна и другая особенность меловых фаций: в сторону берегов они сменяются терригенными фациями — глауконитово-кварцевыми песками, но рифовых отложений не известно.

Вопрос о глубинах отложения известковых илов, давших начало мелу, хотя и представляет первостепенный интерес для сопоставлений с современными осадками, несомненно, один из самых трудных и спорных воп-

росов палеогеографии позднего мела. Л. Кайе, детально изучивший литологию мела Франции, указывал в своей монографии 1897 г. глубины его отложения 200—300 м. Основываясь на последних данных геологов различного профиля, можно говорить об относительной (по сравнению с нынешним океаном) мелководности позднемелового бассейна Русской платформы. Речь идет о десятках или первых сотнях метров. Об этом свидетельствуют и геологические представления о меловом бассейне как эпиконтинентальном платформенном море, и широкие фациальные пояса мергелей и глин, составляющие многие десятки, а то и сотни километров, указывающие на пологий уклон морского дна, и данные палеоэкологического анализа по различным группам организмов: моллюскам, брахиоподам, фораминиферам и др. (Бушинский, 1954; Савчинская, 1976; Ясаманов, 1977).

По нашему мнению, глубины отложения самого глубоководного осадка мелового периода на Русской платформе — кокколитового ила, превратившегося в процессе диагенеза в писчий мел, не превышали 300—500 м, за исключением, может быть, небольших впадин в центральных частях прогибов. Что же касается грубого мела, изобилующего детритом толстостенных раковин иноцераров и несущего следы перемылов, то накопление илов, давших ему начало, происходило на значительно меньших глубинах, порядка 50—150 м (Бушинский, 1954; Савчинская, 1976). Независимо к такому же выводу о глубинах накопления мела Франции и Англии пришли и западные геологи (Hakanson, Bromley, Perch-Nielsen, 1974; Bromley, 1975; Hancock, 1975; Kennedy, Harrison, 1975).

СРАВНЕНИЕ ПИСЧЕГО МЕЛА С КАРБОНАТНЫМИ ОСАДКАМИ ОКЕАНОВ

Для сравнения писчего мела с аналогичными осадками океанов послужили новые атласы и монографии (Атлас океанов, Тихий океан, 1974; Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975; Лисицын, 1974; Лисицын и др., 1977), а также цитированные выше статьи. Можно отметить следующие общие черты и особенности состава и условий накопления писчего мела и аналогичных ему карбонатных осадков океана. Состав писчего мела преимущественно кокколитовый, тогда как в океанах преобладают кокколито-фораминиферовые илы. Кокколитовый ил с содержанием $\text{CaCO}_3 > 90\%$ имел в эпиконтинентальных и геосинклинальных морях Европы широкое распространение, в океанах встречается редко, а в краевых морях отсутствует. В Атлантическом океане кокколито-фораминиферовый ил с содержанием $\text{CaCO}_3 > 90\%$ занимает всего 2,4% его площади. Глубина отложения писчего мела была 50—500 м, а кокколитового или кокколито-фораминиферового ила в океанах — 1—4,5 тыс. м. Кокколитовые илы мелового возраста отлагались в срединных частях бассейнов Европы, местами приближаясь к берегу на сотни и даже на десятки километров, а океанические — в переходной зоне от глинисто-карбонатных илов к красной глине. Ширина полосы, отделяющей писчий мел от песчаных осадков на палеогеографических картах, равна 250—400 км, а в Атлантическом океане наименьшая 800 км, чаще около 2000 км.

В Черном море кокколитовый ил с содержанием CaCO_3 до 72% находится в центральной части бассейна, соседствует с диатомовым илом и отстоит от берега на расстоянии 150—200 км (Бакри и др., 1970). Фациальное сходство этого ила с меловым мергелем очевидно, но есть и большие различия. Черноморский ил отлагался на глубине 2000 м, в сероводородных условиях, поэтому в нем сохранились целые кокколиты и тонкая слоистость. Скорость накопления в середине Черного моря за 1000 лет равна 10 см, а у г. Ромны в Днепровско-Донецкой впадине — 8 см, близкая (Бушинский, 1954). Рельеф суши, прилегающей к Черному

морю, горный и равнинный, прилегающий к меловым морям,— был равнинный.

Кремни в мелу встречаются часто, а в современных карбонатных илах океанов не найдены. Это подтверждает позднедиагенетическое происхождение кремней.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ МЕЛА

При изучении происхождения мела возникло много вопросов, требующих исследований на современном научном уровне: 1 — минералогия различных форм кальцита в кальцитовых и доломитистых мелах и близких к ним породах различных стадий уплотнения; 2 — минералогия некарбонатных примесей, в частности вулканических пеплов, процессов и продуктов их изменения, глинистых и других минералов на фациальных профилях от глубоких частей впадин к берегу; 3 — палеонтологическое и литологическое описание ихнитов, уточнение их геологического значения; 4 — структуры и текстуры меловых пород и взаимоотношения их с конкрециями, стадии роста конкреций; 5 — процессы и стадии уплотнения мела в различных условиях, особенно с точки зрения нефтегазонасности; 6 — изменения состава и строения мела на фациальных профилях; 7 — природа катализаторов (ингибиторов и стимуляторов) кальцитизации, окремнения и фосфатизации в современных осадках и в эксперименте, их свойства, происхождение, распространение и значение в литологии; 8 — изучение различных мелов для наиболее полного их использования; 9 — геохимия мела в целом и его структурных компонентов на фациальных профилях и на различных стадиях уплотнения.

ЛИТЕРАТУРА

- Армашевский П. Я.* Геологический очерк Черниговской губернии. Киев, 1883.
- Архангельский А. Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы для геологии России. СПб., 1912, т. 25.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклиналиного обрамления, ч. II. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Атлас океанов. Тихий океан. М., Изд. ВМФ, 1974.
- Багринцева К. И.* Карбонатные породы.— коллекторы нефти и газа. М., «Недра», 1977.
- Бакри Д., Клинг С. А., Мангейм С. Т., Хорн М. К.* Геологическое значение кокколлитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черого моря.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6.
- Бушинский Г. И.* Структуры и текстуры мергельно-меловых пород и меловых кремней.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1947, т. XXII (1).
- Бушинский Г. И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954, вып. 156.
- Бушинский Г. И.* О стилолитах.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 8.
- Бушинский Г. И.* Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.
- Вялов О. С.* Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., Изд. ГУГК, 1975.
- Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А., Рябичева К. Н., Сафохина И. А., Чепик В. Ф.* Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 43.
- Гуров А. В.* Первое артезианское бурение на подмеловые воды в Харькове.— Тр. О-ва испыт. природы при Харьковск. ун-те, Изд. Харьковск. ун-та, 1886, т. 20.
- Дистанов У. Г.* Кремненакопление в мезокайнозойских бассейнах платформенных областей.— В кн.: Кремнистые породы СССР. Казань, Татарск. книжн. изд-во, 1976.
- Дистанов У. Г., Копейкин В. А., Кузнецова Т. А., Незимов В. Н.* Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья.— Тр. Казанск. геол. ин-та, вып. 23. Казань, 1969.
- Дыбков В. Ф., Карякин А. Е., Никитин В. Д., Татаринов П. М.* Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
- Карбонатные породы, т. 1, 2. М., «Мир», 1970, 1971.
- Колтыпин С. Н.* Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья.— Тр. ВНИГРИ, вып. 109. Л., Гостоптехиздат, 1957.

- Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Ладан А. Л.* Генезис бентонитовых глин Кудринского месторождения (Горный Крым).— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н.* Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. М., «Наука», 1977.
- Морозов Н. С., Бушинский Г. И., Ротенфельд В. М., Дубейковский С. Г.* Меловая система.— В кн.: Геология СССР. Т. XI. Поволжье и Прикамье. М., «Недра», 1967.
- Мощанский В. А.* О микроструктуре и классификации мелов.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3.
- Мощанский В. А., Парабучев И. А.* Опыт комплексного изучения состава, структуры и текстуры олигоценовых мелов долины р. Евфрат. М., изд. ВИЭМС, 1974.
- Муравьев В. И.* О генезисе опок.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.
- Носов Г. И.* Опыт детального литологического расчленения писчего мела туронского возраста в Донецком бассейне.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 22, № 1.
- Носов Г. И.* Использование литолого-петрографического метода исследования для расчленения однородной толщи писчего мела правобережья Дона.— Тр. ВНИГРИ, вып. 27, М., 1960.
- Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии. М., «Недра», 1974.
- Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. ч. II. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Савчинская О. В.* Об условиях образования писчего мела юга Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Сеньковский Ю. Н.* Силлициты крейды пивденно-захидного схилу Схидно-Европейської платформи. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Сеньковский Ю. Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Фам Ван Ан.* Сравнительная характеристика бентонитовых прослоев в верхнемеловых отложениях Донбасса и Крыма.— Вестн. Харьковск. ун-та, № 36, серия геол. и геогр., 1976, вып. 7.
- Хворова И. В., Дмитрик А. Л.* Микроструктуры кремнистых пород. М., «Наука», 1972.
- Шуменко С. И.* Глинистые минералы мергельно-меловых пород долины Сев. Донца.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1.
- Шуменко С. И.* Разновидности аутигенного осадочного гейландита в верхнемеловых отложениях Украины.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Шуменко С. И.* Применение метода электронномикроскопических реплик к изучению верхнемеловых *Soccolithophoridae*.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Шуменко С. И.* Литология и инженерно-геологические свойства мергельно-меловых пород р. С. Донец.— Тр. совещ. Осадочные формации Большого Донбасса и связанные с ними полезн. ископ., Изд-во Харьковск. ун-та, 1964.
- Шуменко С. И.* Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4.
- Шуменко С. И.* Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии, Изд-во Харьковск. ун-та, 1971.
- Шуменко С. И.* Об особенностях аллотигенных и диагенетических (пепловых) монтмориллонитов.— Литол. и полезн. ископ. 1975, № 6.
- Шуменко С. И.* Верхнемеловая карбонатная субформация левобережной Украины.— В сб.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезн. ископаемые. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Шуменко С. И.* Известковый нанопланктон мезозоя Европейской части СССР. М., «Наука», 1976.
- Шуменко С. И.* Окремнение карбонатных пород и генезис некоторых силицитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4.
- Шуменко С. И., Васин Б. Г.* Кокколитофориды верхнемеловых отложений Дагестана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 4.
- Ясаманов Н. А.* К вопросу об определении глубины древних морских бассейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
- Bromley R. G.* Trace fossils at omission surface.— In: The Study of Trace Fossils. R. W. Frey ed. Berlin, Springer Verlag, 1975.
- Bushinsky G. I.* Structures and textures of cretaceous chalk and flints.— Bull. Soc. Nat. Moscou, Sect. Geol., 1947, t. XXII (1).
- Bushinsky G. I.* Inhibitors and stimulators in the lithogenesis.— Lithol. and Mineral Resources, 1967, No. 4.
- Frey R. W.* Tracy fossils of Fort Hays Limestone Member of Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), West-Central Kansas.— Contribs Univ. Kansas Paleontol., Art. 53 (Cretaceous), 1970.
- Frey R. W.* ed. The Study of Trace Fossils. Berlin, Springer Verlag, 1975.
- Hakanson E., Bromley R., Perch-Nielsen K.* Maastrichtian chalk of North-West Europe — a pelagic shelf sediment.— In: Pelagic Sediments on Land and under the Sea (K. I. Hsu and H. C. Jenkyns eds).— Spec. Publ. Internat. Assoc. Sediment., 1974, v. 1.
- Hancock I. M.* The petrology of the chalk.— Proc. Geol. Assoc. Colchester, 1975, v. 86, Pt. 4.

- Kennedy W. I., Harrison R. E.* Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of Southern England.— *Sedimentology*, 1975, v. 22, No. 3.
- Mapstone N. B.* Diagenetic history of North Sea chalk.— *Sedimentology*, 1975, v. 22, No. 4.
- Mimran Y.* Chalk deformations and large-scale migrations of calcium carbonates.— *Sedimentology*, 1977, v. 24, No. 3.
- Schlanger S. O., Douglas R. G.* The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implication for marine stratigraphy.— In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Spec. Publ. Internat. Assoc. Sedim., v. 1). Oxford, 1974.
- Scholle P. A.* Diagenesis of Upper Cretaceous Chalks from England, Northern Ireland and the North Sea.— In: *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea* (Spec. Publ. Internat. Assoc. Sedim., v. 1). Oxford, 1974.
- Shumenko S. I.* Varieties of authigenic secondary heulandite in the Upper Cretaceous of the Ukraine.— *Amer. Geol. Inst. Transl.*, 1964, No. 1.
- Shumenko S. I.* The use of the method of electron microscope replicas in studying date Cretaceous Coccolithoridae.— *Amer. Geol. Inst. Trans.*, 1964₂.
- Shumenko S. I.* State of knowledge and geological significance of Coccoliths.— *Internat. Geol. Rev.*, 1969, v. 11, No. 11.
- Shumenko S. I.* Origin of marl-chalky rocks on the base their study under electronic microscope.— *Lithol. and Mineral Resources*, 1970, No. 4.
- Sorby H. C.* On the organic origin so-called «crystalloids» of the chalk.— *Ann. and Mag. Natur. History*, v. 8, ser. 3, 1861.
- Trusheim F.* Zur Entstehung der Schreibkreide.— *Zbl. Mineral., Geol., Paleontol.*, B. Stuttgart, 1936.
- Voigt E. und Häntzschel W.* Die grauen Bänder in der Schreibkreide Nordwest-Deutschland und ihre Deutung als Lebenspuren.— *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 1956, Hf. 25.

Геологический институт АН СССР,
Москва,
Харьковский государственный университет

Дата поступления
21.XI.1977

УДК 552.323

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ И СМЕШАННЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

**Е. Ф. МАЛЕЕВ, М. А. ПЕТРОВА, В. Т. ФРОЛОВ,
И. В. ХВОРОВА, М. Н. ЩЕРБАКОВА**

Кратко рассмотрены основные вопросы петрографической классификации и терминологии вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. Вопросы эти обсуждались в Международной комиссии по систематике изверженных пород.

В Советском Союзе широко развиты вулканокластические и смешанные вулканогенно-осадочные образования разного возраста — от раннего докембрия до современного. Тысячи геологов, проводящие детальные геологические исследования в различных регионах, постоянно сталкиваются с необходимостью их диагностики. Как известно, в разные годы публиковалось множество различных классификаций, отвечающих тем или иным районам. Очевидно, возникла необходимость разработки и принятия единой классификации. Напомним, что еще в 1959 г. на I Всесоюзном вулканологическом совещании в Ереване была избрана Междудеятельная комиссия по классификации вулканогенных обломочных горных пород, которая на основании опубликованных данных предложила проект классификации и разослала его в научно-исследовательские институты, производственные организации и высшие учебные заведения. В многочисленных коллективах прошло обсуждение проекта классификации и поступило множество предложений. На основе рассмотрения всех полученных материалов в 1962 г. была опубликована «Классификация вулканогенных обломочных пород», которая сыграла положительную роль, поскольку была первой в мировой практике подобной классификацией, составленной с использованием большого фактического материала. Еще полнее поступившие рекомендации были учтены в опубликованной в 1963 г. монографии Е. Ф. Малеева «Вулканокластические горные породы».

Широкое изучение вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций в Советском Союзе и за рубежом определило возникновение новых терминов и понятий. Установление А. Ритманом гиалокластитов как нового типа вулканитов (Ритман, 1964) привело к многочисленным находкам этих пород. Как известно, систематическое положение гиалокластитов и их генезис обсуждались на Международном симпозиуме в Италии в 1961 г. (Влодавец, 1962).

Появилась также необходимость в выделении особой группы осадочных пород, возникших из переработанной пирокластики (тефры). Этому вопросу, а также разработке классификации других типов вулканогенно-осадочных пород был посвящен Всесоюзный семинар в Тбилиси в 1968 г., где был подведен итог исследованиям в этой области. Материалы совещания опубликованы в специальном сборнике (Классификация и номен-

клатура..., 1970). В настоящее время в Советском Союзе в вопросах номенклатуры вулканогенно-осадочных пород широко пользуются классификационной схемой, утвержденной на этом семинаре. В то же время принятые в 1968 г. решения нельзя признать окончательно доработанными. Было необходимо продолжать обсуждение возникших разногласий. Однако несомненно, что решение Тбилисского семинара было значительным шагом вперед; оно было принято геологами Советского Союза на вооружение, что уже в 1972 г. отмечалось на III Всесоюзном семинаре в Петрозаводске.

В 70-х годах на Камчатке и Курильских островах изучались лавокластиты, своеобразные обломочные породы лавовых куполов и потоков. Это потребовало расширения ранее принятых классификаций. Более полная классификация вулканокластических пород, в которую вошли лавокластиты и гялокластиты, а также классификация вулканогенно-осадочных пород, включившая тефроиды и уточнившая терминологию туффигов и вулканотерригенных пород, была опубликована в 1975 г. (Малеев, 1975).

В 1975 г. в составе Терминологической комиссии Петрографического комитета была организована рабочая группа по вулканокластическим и смешанным вулканогенно-осадочным породам, которая под председательством Е. Ф. Малеева в составе В. П. Петрова, М. А. Петровой, В. Т. Фролова, И. В. Хворовой, М. Н. Щербаковой возобновила обсуждение имеющихся разногласий и разработку единой классификационной схемы, отвечающей представлениям сегодняшнего дня, а также доведения ее до мирового стандарта. Именно поэтому в настоящее время рабочая группа Советского Союза работает в тесном контакте с соответствующей международной рабочей группой, существующей в рамках международной подкомиссии по систематике магматических пород. Возглавляет международную рабочую группу доктор Р. Шмит из Института кристаллографии (г. Цюрих).

В течение 1975—1978 гг. рабочая группа Советского Союза провела ряд заседаний, на которых было принято согласованное решение о принципах классификации и диагностики, а также разработаны классификационные признаки и градации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных¹ пород. Существо классификации сведено в табл. 1.

Рабочая группа терминологической комиссии СССР при рекомендации классификации исходила из следующего.

1. В основу классификации должны быть положены петрографические признаки.

2. Главное разделение вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород должно проводиться по крупности обломков, химическому составу и агрегатному состоянию (кристаллы, кристаллические фрагменты, стекло, обрывки лавы).

3. Вулканокластические породы предлагается разделять на пять групп: 1) лавокластиты с лавовым цементом; 2) лавокластиты с гидратационным и гидротермальным цементом; 3) пирокластиты сваренные, спекшиеся; 4) пирокластиты уплотненные; 5) пирокластиты рыхлые. Смешанные вулканогенно-осадочные породы предложено разделять на осадочно-пирокластические (ортотуффины) и пирокласто-осадочные (паратуффины).

4. Пирокластиты также разделяются в зависимости от типа цемента и характера цементации на рыхлые; цементированные гидрохимически (туфы и туффины); спекшиеся (игнибриты, аглютинаты).

5. При делении вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород предложена десятичная система: 0,1 (0,05) — 0,01 мм

¹ Будут рассмотрены только смешанные, вулканогенно-осадочные породы, в которых осадочный компонент представлен обломочным материалом.

Таблица 1

Классификация вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных (обломочных) пород (главные группы пород)

Типы обломочных структур	Размер обломков, мм	Вулканокластические (вулканогенно-обломочные) породы (вулканокластиты)				Осадочно-вулканокластические	Вулканокласто-осадочные	Терригенные обломочные породы	
		эффузивно-обломочные породы (лавокластиты) ¹		эксплозивные породы (пирокласталиты, туфы, тефра)		туффиты (ортотуффиты)	паратуффиты		
		с лавовым цементом	без цемента или с гидратационно-гидротермальным цементом	сваренные и спекшиеся	рыхлые накопления (без цемента)	осадочного материала менее 50% (в обломках и цементе)	осадочного материала более 50% (в обломках и цементе)		
Псефитовый	>200 50—200	Лавовые брекчи, класталы, (туфолавы), автомагматические брекчи	Гиалокластиты, лавокластиты	Агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбриты	Туфы грубопсефитовые (агломератовые), вулканические брекчи	Бомбово-глыбовые накопления (тефра грубопсефитовая)	Туффиты грубопсефитовые (агломератовые)	Паратуффиты грубопсефитовые (туфоагломераты)	Валуны и глыбы
	10—50				Туфы крупнопсефитовые (крупнолапиллиевые)	Крупнолапиллиевые накопления (тефра крупнопсефитовая)	Туффиты крупнопсефитовые (крупнолапиллиевые)	Паратуффиты крупнопсефитовые (туфоагломераты)	Галька и щебень
	2—10				Туфы мелкопсефитовые (мелколапиллиевые)	Мелколапиллиевые накопления (тефра мелкопсефитовая)	Туффиты мелкопсефитовые (мелколапиллиевые)	Паратуффиты мелкопсефитовые (туфогравелиты)	Гравий и щебень
	0,5—2 0,25—0,5 0,4(0,05)—0,25				Туфы псаммитовые (пелловые)	Вулканический песок и пепел (тефра псаммитовая)	Туффиты псаммитовые	Паратуффиты псаммитовые (туфопесчаники)	Песок
Алевритовый и пелитовый	0,1(0,05)—0,01 и менее 0,01				Туфы алевритовые и пелитовые	Вулканическая пыль	Туффиты алевритовые и пелитовые	Паратуффиты алевритовые и пелитовые (туфоалевролиты и туфопелиты)	Алеврит и пелит

¹ При необходимости могут подразделяться на псефитовые, псаммитовые и др.

и менее 0,01 — для алевропелитов; 0,1—2 — для псаммитов; 2—10; 10—50; 50—200 и более 200 мм для псефитов.

6. Среди пирокластолитов выделяется особая разновидность, отличающаяся обилием обломков пород фундамента вулкана (ксенотуфы).

7. Термин «туф» не ограничивается крупностью обломков. Крупностьластики туфов определяется прилагательным: пелитовый, алевритовый, псаммитовый, псефитовый и уточняющими прилагательными: например, мелкопсефитовый (мелколапиллиевый). Как нам представляется, только при такой системе можно проводить увязку по крупности с породами разных групп: например, пирокластолитов и туффитов и т. д.

8. Каждая группа вулканокластитов и смешанных вулканогенно-осадочных пород (туфы, туффиты и т. д.) классифицируются по одному принципу.

9. В названии пород учитывается петрографический состав преобладающих обломков (например, липарит-дацитовый туф или липаритовый туффит). При наличии разных обломков используется термин «смешанный туф» (например, липарит-базальтовый). При преобладании фрагментов пузыристых пород можно использовать термин «шлаковый» или «пемзовый туф»; если преобладают кристаллы, то туф определяется как кристалловый (кристаллотуф).

Советские предложения были представлены в 1976 г. в Международную подкомиссию для обсуждения.

Международная рабочая группа свою работу начала с решения тех вопросов, которые, как упоминалось выше, волновали советских геологов еще 15—20 лет назад. Главным методом работы международной рабочей группы является составление вопросников, которые обычно рассылались в 140 адресов заинтересованным ученым различных стран мира. Одновременно с результатами предыдущих вопросников формулировались новые предложения. Итоговые заседания выносились на XXV геологический конгресс в Сиднее, рассматривались на сессии в Праге в сентябре 1977 г. Окончательное решение предлагается принять на XXVI Международном геологическом конгрессе в Париже, а до этого провести очередную сессию в Падуе весной 1979 г.

Всего было разослано пять вопросников. По первому из них было принято следующее решение, касающееся принципов классификации пирокластических пород: она должна составляться с учетом гранулометрии; не быть генетической; опираться на полевые определения; включать возможно меньшее количество терминов.

Второй вопросник охватил более сложный круг вопросов: определение фундаментальных терминов; принципы гранулометрической классификации; классификация и терминология плохо сортированных пирокластитов; классификация и терминология образований, в которых пирокластика смешана с эпикластикой².

Перечисленные вопросы фактически ставились во всех последующих вопросниках (вплоть до финального пятого), и в настоящее время не на все из них получены единовременные ответы.

Определения фундаментальных терминов, принятые большинством членов рабочей комиссии под руководством Р. Шмита, сведено в табл. 2.

В результате дискуссий, закончившихся в конце 1977 г., международной рабочей группой была рекомендована классификационная таблица для пирокластических пород (табл. 3).

Как видно из вышеприведенных таблиц, зарубежные ученые приняли размер обломков по логарифмической шкале, предложенной Вентвортом в 1922—1934 гг. Советские ученые предлагали деление, близкое к десятичной системе. Следует пожалеть, что ни та, ни другая стороны не обсудили достоинства и недостатки предлагаемых систем. По-види-

² Определение термина «эпикласт» дано в табл. 2.

Основные термины, предлагаемые рабочей группой

Термин	Определение термина
Пирокласты	Кристаллы, кристаллические фрагменты, стекло и обрывки лав, извергнутые в процессе вулканического извержения
Пирокластические породы	Рыхлые или консолидированные семейства пирокластов
Бомба	Пирокласт со средним диаметром, превышающим 64 мм. Ее форма (типа «хлебной корки» и др.) указывает на то, что она была извергнута целиком или частично в расплавленном состоянии
Глыба	Пирокласт со средним диаметром, превышающим 64 мм, обычно угловатый, до почти угловатого, извергнутый в твердом состоянии
Лапилли	Пирокласт любой формы со средним диаметром от 2 до 64 мм
Пепел	Неконсолидированный агрегат пирокластов размером менее 2 мм
Туф	Консолидированный агрегат из пирокластов
Эпикласт	(«Эпи» — на, при, возле) кристалл, кристаллический фрагмент, стекло, или литический фрагмент, освободившийся от предшествующих консолидированных пород, выветрелый или эродированный и транспортируемый от его источника водой, льдом или по воздуху
Бомбовый туф	Консолидированный агрегат, состоящий из бомб с примесью лапиллей и пепла
Глыбовый туф	Консолидированный агрегат, состоящий из угловатых обломков и глыб с примесью лапиллей и пепла
Лапиллиевый туф	Консолидированный агрегат, состоящий из лапиллей; возможна примесь бомб, глыб и пепла
Пепловый туф	Консолидированный агрегат пепла; возможна примесь более крупного материала

Таблица 3

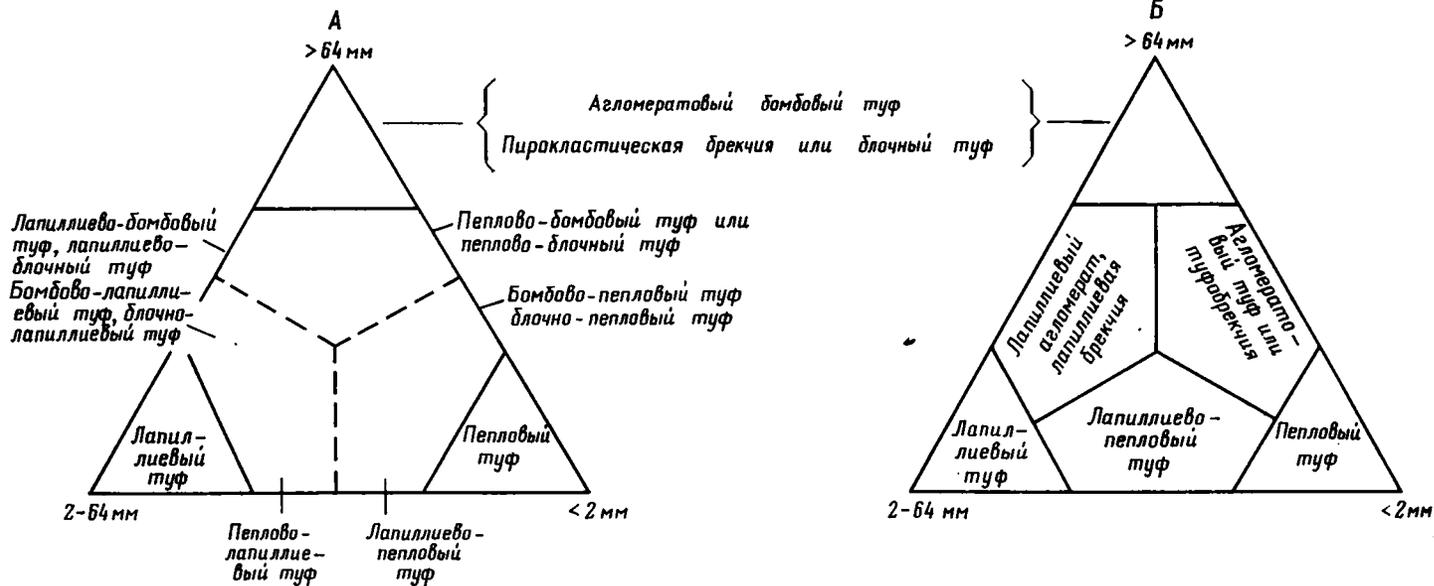
Классификация пирокластических пород, предлагаемая международной рабочей группой

Пирокласты	Пирокластические породы		Размер пирокластов, мм
	неконсолидированные	консолидированные	
Бомба	Слой бомб ¹	Бомбовый туф	Более 64
Глыба	Слой глыб	Глыбовый туф	
Лапилли	Слой лапиллей	Лапиллиевый туф	2
Грубые пепловые зерна	Грубый пепел	Грубый пепловый туф	1/16=0,063
Тонкие пепловые зерна	Тонкий пепел	Тонкий пепловый туф	

¹ Правильнее: бомбовая, глыбовая, лапиллиевая тефра.

тому, эти моменты целесообразно обсудить в 1979 г., т. е. до принятия окончательных решений на XXVI Международном геологическом конгрессе.

Для изображения плохо сортированных пирокластов, после предварительных обсуждений международной рабочей группой также в конце 1977 г. было предложено на выбор два типа классификационных треугольников (фигура). Советские ученые в своей практической работе обычно не пользуются подобными треугольниками, так как не считают количественные соотношения обломков разного размера определяющими при классификации. Если же их использовать, то предпочтительным представляется треугольник А, так как последовательность используемых



Типы треугольников для изображения плохо сортированных пирокластитов

Классификация смешанных вулканогенно-осадочных пород

Вариант	Эпикластические породы	Смесь пирокластиков и эпикластиков		Пирокластические породы
I	Конгломераты, брекчии, песчаники и др. (пирокластика <10%)	Туфовый конгломерат, туфовая брекчия, туфовый песчаник, туфовый аргиллит (пирокластика 10—50%)	Конгломератовый туф, песчаный туф, алевритовый туф, глинистый туф (пирокластика 50—90%)	Туфы { агломератовые лапиллиевые пепловые (пирокластика >90%)
II	Конгломерат, песчаник и др. (пирокластика и вулканическая эпикластика <10%)	Вулканомиктовый конгломерат, вулканомиктовая брекчия, вулканомиктовый песчаник, вулканомиктовый алевролит, вулканомиктовый пелит (пирокластика и вулканическая эпикластика 10—90%)		Вулканический конгломерат, вулканическая брекчия, вулканический песчаник, вулканический алевролит, вулканический аргиллит (пирокластика и вулканическая эпикластика >90%)

терминов здесь прямо указывает на относительные пропорции пирокластического материала разной размерности.

При обсуждении в Международной подкомиссии, как и в свое время в Советском Союзе, большую дискуссию вызвал вопрос классификации смешанных вулканогенно-осадочных (пирокласто-осадочных) пород. В конце концов было предложено на выбор два варианта в виде следующих схем (табл. 4). В первом варианте различаются пирокластический материал и эпикластический (вулканический и невулканический), во втором — вулканический материал (пирокластика и вулканическая эпикластика) и невулканический. В классификациях Советского Союза предусматривается деление только по первому варианту. Второй вариант не применяется, поскольку эпикластика вулканического и невулканического происхождения по существу представляет собой примесь постороннего осадочного материала к пирокластическому.

Первый график позволяет принять границу 50%-ного содержания компонента для названия породы по этому компоненту, как это используется в номенклатуре осадочных пород. Однако предлагаемые термины «конгломератовый туф» и др. представляются неправильными. Вероятно, лучше было бы употреблять термин «туф с примесью гальки, гравия, песка» и т. п. В то же время прилагательное «туфовый» также употреблять нельзя. В. Т. Фролов в свое время предлагал термин «вулканитовый» для всех пород, состоящих из вулканокластитов. И. В. Хворова считает, что лучше употреблять термины «тефровый конгломерат» или «пеплистый конгломерат». Однако, вероятно, более правильным будут термины «конгломерат с примесью пирокластического материала» и т. п.

Не было единодушия в возможности применения термина «туффит» к породам крупнее песчаной размерности. В то же время если мы принимаем термин «туф» без ограничения размерности слагающего его пирокластического материала, то логичнее использование термина «туффит» для пород от тонко- до грубообломочных.

Несмотря на большие сложности в согласовании классификаций, следует отметить, что ответы советских ученых оказали значительное влияние на создание общей классификации. По основным терминам была достигнута договоренность. Предложение не ограничивать термин «туф» крупностью материала было принято. Соотношение примесей посторон-

него материала и пирокластики по преобладанию (50%) принято также по нашему предложению.

Дальнейшую задачу по разработке и совершенствованию классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород Терминологическая комиссия Советского Союза видит во всестороннем обсуждении вышеизложенных предложений с привлечением максимально широкого круга специалистов, занимающихся проблемами вулканогенно-осадочного литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Влодавец В. И. Проблема игнимбритов и гналокластитов на Международном симпозиуме в Италии.— Бюл. вулканол. ст. АН СССР, 1962, № 33.

Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Гостехиздат, 1962.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. Изд-во КИП Грузии, 1970.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,
Петропавловск-Камчатский
Московский государственный университет,
Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 551.3.051

О МЕХАНИЗМЕ СЛОЕОБРАЗОВАНИЯ В МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ НАКОПЛЕНИЯХ

О. Г. ЭПШТЕИН

Полученные в последние годы данные об активном характере всей океанской водной толщи и о слоистом строении отложений даже на абиссальных глубинах позволяют говорить о том, что процесс морского терригенного слоеобразования — изменения во времени плана размещения донных осадков — связан с атектоническими по своей природе изменениями гидродинамической обстановки в бассейнах седиментации. Слоеобразующие флуктуации гидрологического режима, являющиеся одной из универсальных особенностей механизма осадочного процесса в морских водоемах объясняются как следствие глобального характера климатических ритмов.

Результаты морских геологических исследований, особенно проведенных в последние годы, убедительно свидетельствуют о том, что слоистость является поистине универсальной особенностью сложения морских терригенных накоплений. Морские терригенные толщи, ныне залегающие и в пределах континентов, и в акватории Мирового океана, везде имеют четко выраженную стратификацию. Это означает, что формирование слоистых осадочных образований представляет собой одну из фундаментальных закономерностей морской (и океанской) терригенной седиментации. Факт существования такого феномена заставляет критически проанализировать распространенные представления о множественности причин морского терригенного слоеобразования и приводит к попытке найти общий фактор, лежащий в основе этой универсальной закономерности осадочного процесса.

Состояние проблемы. Наиболее обычным элементарным компонентом морских терригенных толщ являются слои осадков, возникших в процессе «естественной» седиментации¹ (не в результате нарушения первичного залегания осадочных накоплений — турбидиты, оползни и т. д.). Формирование этих доминантов геологических разрезов рассматривается в прямой связи с изменениями гидродинамической обстановки осадко-накопления, а как слоеобразующие расцениваются те явления, которые непосредственно контролируют динамический режим водной среды. Это связано с тем, что терригенная седиментация представляет собой процесс естественной механической рассортировки вещества и как чисто физическое явление подчиняется только законам гидродинамики. Вне зависимости от характера поступающего с суши материала в каждой точке морского бассейна накапливаются лишь такие терригенные продукты, которые по своей гидравлической крупности отвечают динамике водной среды.

¹ Следует отметить, что до настоящего времени широко распространено мнение (особенно среди американских исследователей), что слои зернистых осадков, залегающих среди глинистых илов абиссальной зоны океана, являются отложениями мутьевых потоков. Однако изучение такого рода образований показывает, что во многих случаях они не имеют характерных признаков турбидитов и не могут быть причислены к последним (Hubert, 1964; Кленова, Лавров, 1975).

В качестве факторов, контролирующих «естественное» слоеобразование, указываются тектонически обусловленные изменения ландшафтной обстановки осадконакопления (перемещение береговой линии, изменение батиметрических условий) и атектонические по своей природе колебания гидродинамического режима, происходящие в результате деятельности бурь, штормов, циклонов и т. д. Однако в вопросе о значимости того или другого фактора в процессе терригенного слоеобразования мнения исследователей существенным образом расходятся.

Обычно признается (Твенхофел, 1936; Шрок, 1950; Вассоевич, 1951; Хворова, 1963; Ботвинкина, 1965; Крашенинников, 1971; Логвиненко, 1972; Хаин, 1973, и мн. др.) слоеобразующая роль и тектонического, и атектонического (седиментационного, по И. В. Хворовой) факторов. Но в целом ряде случаев ведущее значение придается тектоническим процессам, а роль седиментационных явлений сводится главным образом к созданию тонких слоев (Рухин, 1969) и текстурных особенностей слоев (Жемчужников, 1950). Некоторые авторы (Страхов, 1957; Наливкин, 1956; Белоусов, 1962; Крумбейн, Слосс, 1960; Швецов, 1958, и др.) считают слоеобразующим лишь тот или другой из этих факторов. Такое состояние представлений о механизме «естественного» слоеобразования отражает не столько сложность самого процесса, сколько то обстоятельство, что геологические разрезы не содержат, как правило, информации непосредственно о первопричине слоеобразующих изменений гидродинамики среды осадконакопления. Выводы о слоеконтролирующей роли того или другого фактора являются по сути дела результатом логических построений и допущений, которые основываются на косвенных данных.

Слоистость морских терригенных толщ как явление седиментационной природы. Рассмотрим и проанализируем основные положения и данные, на которых базируются разные представления о природе процесса «естественного» слоеобразования.

Седиментационный фактор. Согласно существующим представлениям об участии атектонического фактора в слоеобразовании, смена одних осадков другими в морском бассейне может происходить за счет разных по длительности изменений климатической обстановки, которые проявляются в колебаниях интенсивности, частоты и длительности штормов, циклонов (Твенхофел, 1936; Хворова, 1963; Логвиненко, 1972), энергии ветрового волнения (Аксенов и др., 1964), деятельности постоянных течений (Эпштейн, 1976). В качестве других причин указываются эвстатические колебания уровня моря (Хаин, 1971), миграция трасс постоянных течений (Твенхофел, 1936; Наливкин, 1956; Страхов, 1957), чередование в направлении приливо-отливных течений (Кулямин, Смирнов, 1973). Подобные представления о механизме слоеобразования своим возникновением обязаны океанологическим исследованиям, изучению современного осадконакопления.

Процессы механической седиментации в современных морских водоемах разворачиваются главным образом в пространстве (на площади) и не содержат элемента геологического времени. Тем не менее большинство исследователей считает, что процессы осадконакопления, наблюдаемые в настоящее время, принципиально тождественны тем, которые протекали в древние эпохи. На обширном материале Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1960) убедительно показали, что и в геологическом прошлом морские бассейны имели столь же сложный рельеф дна и что процессы перемещения и накопления осадочного материала происходили в этих водоемах аналогично тому, как они совершаются сейчас.

Явления современного осадконакопления в силу своей наглядности многими исследователями (Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Д. В. Наливкин, И. В. Хворова, Л. Б. Рухин, В. Е. Хаин и др.) рассматриваются как своего рода ключ к расшифровке, пониманию условий формирования древних отложений. Именно поэтому, каса-

ьясь вопроса о природе слоесобразования, А. Д. Архангельский (1964, стр. 472) еще в 1927 г. писал, что решение этой проблемы возможно лишь при анализе соответствующего «сравнительного материала из современного геологического момента».

Океанологические исследования, начавшиеся в конце XIX в. и интенсивно развернувшиеся после 40-х годов нашего столетия, выявили динамизм всей водной толщи Мирового океана, существование очень сложных связей между батиметрией и гидродинамическим режимом, большую роль эпизодических явлений в формировании донных осадков, сложность и пестроту распределения современных терригенных отложений на дне океанов и морей.

Основные черты и закономерности размещения современных донных осадков освещены в целом ряде работ (Страхов, 1950, 1954₂, 1963; Безруков и др., 1961, 1970; Лисицын, 1966, 1974; Невеский, 1967; Шепард, 1969, 1976) и сводятся к следующему. Терригенные образования, играющие главную роль в морском осадконакоплении, распространены на громадной площади дна Мирового океана в пределах шельфа, континентального склона и океанского ложа. При общей тенденции к уменьшению размерности обломочного материала осадков от берега в глубь бассейна отложения любого гранулометрического типа встречаются на самых разных глубинах. Наиболее грубые осадки (валунные и гравийно-галечные) залегают не только в зоне прибрежного мелководья и на обширных участках шельфа с глубинами до 70—100 м, но и часто встречаются у края шельфа на глубинах 150—200 м. Кроме того, пятнами они развиты и на гораздо больших глубинах (до 2500 м), например в Курило-Камчатском районе (Лисицын, 1966). Пески наиболее широко развиты на шельфе (до глубины 50—100 м), и в отдельных районах ширина занимаемых ими зон достигает 150—170 км. Часто они присутствуют на бровке шельфа и даже на материковом склоне составляют около 25% осадков (Шепард, 1969), встречаясь на глубинах до 1500—3000 м и более. Алевритовые осадки развиты почти от уреза воды до абиссали, хотя основные районы их развития — нижняя часть шельфа и верхняя часть материкового склона. Глинистые илы наблюдаются на самых разных глубинах: от мелководья до абиссали, но наиболее значительна их роль на континентальном склоне и ложе океана.

В каждом конкретном районе поля осадков разных гранулометрических типов имеют весьма причудливую конфигурацию, взаимопереходы между ними сложны и часто незакономерны. Пестрая картина размещения отложений особенно отчетливо выражена для шельфовой зоны. Эта картина, по словам Ф. П. Шепарда (1969, стр. 223), убеждает в ошибочности еще бытующих представлений о том, «...что осадки на шельфе... изменяются последовательно от грубых близ берега до тонких у внешнего края шельфа... и приводит к выводу, что распределение зон осадков на шельфе не подчинено какой-либо определенной закономерности и очень мало связано как с расстоянием того или иного участка шельфа от берега, так и от глубины шельфа».

Вместе с тем наблюдаемая пестрота размещения гранулометрических типов современных терригенных осадков обусловлена существованием теснейшей связи между характером осадка и гидродинамическим режимом, рельефом дна морского бассейна при отсутствии определенной зависимости от удаленности от берега и условий глубинности (Страхов, 1950, 1954₂, 1963; Безруков и др., 1961; Невеский, 1967). В связи с этим в местах с наиболее активной динамической обстановкой формируются и наиболее грубые осадки. Топография же дна накладывает отпечаток на местные особенности гидродинамического режима, а таким образом, и на осадконакопление: подвижность морских вод обычно усиливается над положительными формами рельефа дна и падает в пределах пониженных участков. Все эти закономерности свойственны не только откры-

тым океаническим бассейнам, но и замкнутым внутриконтинентальным морям (Страхов, 1950, 1963).

Пример современных морских осадков, формирующихся на площади дна бассейна (по латерали) вне определенной связи с удаленностью от берега и батиметрией, невольно приводит к выводу, что и по вертикали (во времени) смена одних осадков другими (образование слоев) не может объясняться простым изменением указанных выше компонентов географической обстановки. В этом убеждает, на наш взгляд, и присутствие многочисленных прослоев алевроитов и песков (не турбидитов) среди пелагических глин современных океанических бассейнов (Hubert, 1964; Кленова, Лавров, 1975).

Тектонический фактор. Представления о связи слоеобразования с тектоническими движениями достаточно определены были сформулированы уже в 70-х годах прошлого столетия в работах Н. А. Головкинского, А. А. Иностранцева, И. Вальтера. В основе концепции лежат представления о том, что рельеф дна седиментационного бассейна довольно прост, динамическая активность водной среды (ветровое волнение) последовательно уменьшается с глубиной и в связи с этим терригенные осадки строго определенным образом — «правильно» (по В. В. Белоусову, 1962, стр. 59) — размещаются относительно береговой линии: в зоне прибрежного мелководья накапливаются наиболее грубые отложения, а далее в глубь бассейна располагаются все более и более тонкие осадки. Поэтому смена одних осадков другими в каком-либо участке бассейна в общем случае связывается с перемещением береговой линии, изменением батиметрических условий под влиянием тектонических движений (Жемчужников, 1950; Белоусов, 1962; Одесский, Айнемер, 1969, и др.). Таким образом, слоистое строение осадочных толщ рассматривается как результат деятельности и в то же время как свидетельство существования короткопериодических колебательных тектонических движений земной коры (Крумбейн, Слосс, Белоусов, 1962, и др.).

В качестве наиболее яркого примера слоеобразующей роли колебательных тектонических движений обычно приводят паралические угленосные толщи, в составе которых многократно чередуются морские, озерно-болотные и аллювиальные отложения (Жемчужников, 1947, 1958; Белоусов, 1962, и др.). Идея о том, что каждый слой угленосной толщи формируется в определенную стадию колебательных движений земной коры, впервые в достаточно полной и развернутой форме в 1930 г. была сформулирована Уэллером на основе изучения паралических угленосных бассейнов США. Дальнейшее развитие эта концепция получила при исследовании ряда угленосных бассейнов нашей страны (работы Ю. А. Жемчужникова с соавторами и др.). Авторы, придерживающиеся таких представлений (Жемчужников, 1947, 1958, и др.), считают, что в угленосных толщах чередование отложений континентального и морского генезиса связано с соответствующими колебаниями земной коры, обусловливающими подъем или опускание территории угленосного бассейна относительно уровня моря. Поэтому предполагается, что каждый слой угленосной толщи первоначально имел очень широкое площадное распространение, и выпадение из «типového» разреза отдельных слоистых пачек, пластов в тех или иных участках угленосной площади объясняется их размывом.

Некоторые исследователи отрицают тектоническую обусловленность строения изученных ими угленосных толщ. По мнению Г. Ф. Крашенинникова (1947), формирование ряда угленосных бассейнов СССР связано с дельтовой обстановкой и характер их слоистого строения отражает лишь особенности саморазвития дельты. В. В. Коперина (1958), исследовавшая угленосную толщу Донбасса, считает, что образование циклического строения этой толщи связано с миграцией речной дельты, ее ландшафтных элементов и с периодическим заболачиванием дельтовой низменности при равномерном погружении территории.

П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон (1971), проанализировавшие материалы по многочисленным угленосным бассейнам Северной Америки и Европы, пришли к выводу, что сложное строение угленосных толщ не может объясняться простым механизмом размыва отложений в тех или иных частях этих толщ. По-видимому, в любом угленосном бассейне условия седиментации в каждый временной интервал были неодинаковыми по площади и «...в то же самое время, когда в одних районах господствовали условия угольных болот, на прилегающих территориях отлагались пески, алевриты или илы» (Дафф и др., 1971, стр. 159). Расщепление угленосных пластов, изначально существовавшие латеральные фациальные замещения, особенно отчетливо выявляющиеся при прослеживании действительно изохронных поверхностей (таков, например, слой пепла в районе Файф, Шотландия), свидетельствуют, по мнению этих авторов, что слоистое строение паралических угленосных толщ не может быть объяснено простым механизмом колебательных тектонических движений, которые должны быть общими для обширной территории. К аналогичному выводу пришел В. Т. Фролов (1966) на основании изучения юрских угленосных отложений Дагестана. С. С. Шульц (1967) отрицает не только тектоническую природу слоистого строения паралических накоплений, но и само существование короткопериодических колебательных тектонических движений. Он считает, что все материалы, имеющиеся в настоящее время, свидетельствуют о согласованности знака новейших тектонических движений и об отсутствии кратковременного характера смены знака и у древних движений земной коры.

Устойчивость во времени знака тектонических движений, унаследованность тенденций геологических структур к поднятию или опусканию обнаруживаются во всех тех случаях, когда рассматривается не геоморфологическое выражение тектонических движений (положение земной поверхности относительно уровня моря), а их структурное выражение (положение какого-нибудь структурного уровня, например подошвы определенного возрастного подраздела, относительно уровня моря). В качестве примера, который иллюстрирует несовпадение структурного и геоморфологического выражения движений земной коры (а такое несовпадение возникает во всех тех случаях, когда на земной поверхности происходят явления накопления и размыва осадков), С. С. Шульц приводит угленосную толщу карбона Донбасса. В каменноугольное время в данном районе на фоне непрерывного прогибания структуры (о чем свидетельствует последовательное погружение подошвы карбона) происходили многократные колебания земной поверхности относительно уровня моря (Шульц, 1967). Отсутствие прямых связей между перемещениями поверхности осадков и тектоническими движениями показывают и результаты изучения динамики современной береговой зоны. В условиях тектонических движений одного знака размыв и накопление осадков могут сменять друг друга в зависимости от поступления обломочного материала, изменений климата и т. д. (Марков, 1934; Зенкович, 1962; Шульц, 1967; Каплин, 1973).

Вышеизложенное показывает, что слоистое строение паралических угленосных толщ нельзя однозначно связывать с колебательными движениями земной коры. Вертикальными движениями суши или изменениями уровня океана прямо не определяется и стратифицированность прибрежно-морских образований. Следовательно, слоистое строение осадочных накоплений, формирующихся непосредственно в области соприкосновения суши и моря, нельзя определенно связывать с деятельностью короткопериодических колебательных движений земной коры, даже если таковые и существуют реально. Очевидно, еще меньше оснований полагать, что тектонические движения (изменение глубинности и удаленности от береговой линии) определяют стратификацию чисто морских тригенных толщ. Таким образом, и современные океанологиче-

ские данные, и геологические материалы свидетельствуют, по нашему мнению, о справедливости положения, развиваемого Д. В. Наливкиным (1956, 1962) и Н. М. Страховым (1957,) и заключающегося в том, что слоесобразующие изменения гидродинамики среды осадконакопления связаны с атектоническими факторами.

Изменения климата как механизм формирования слоистого строения морских терригенных накоплений. Основываясь на методе актуализма, для выяснения природы факторов, контролировавших гидродинамический режим древних бассейнов, обратимся к материалам по гидрологии современного Мирового океана. Эти сведения содержатся в работах В. А. Буркова (1963, 1968), А. Д. Добровольского и Б. С. Залогина (1967), В. В. Шулейкина (1968), А. П. Лисицына (1966, 1974) и др.

Гидродинамический режим современного Мирового океана в основном складывается из деятельности волнений, приливо-отливных и постоянных течений. Каждый из этих компонентов гидрологической обстановки испытывает изменение своих параметров во времени и характерен для определенной зоны морского водоема. Ветровое волнение является основным динамическим фактором на шельфе; оно многократно взмучивает и переотлагает осадочный материал, постепенно смещая на большие глубины значительную его часть.

Весьма существенную роль в шельфовой зоне играют и приливо-отливные течения. Действие постоянных течений проявляется главным образом мористее прибрежного мелководья, где ими охвачена вся толща вод океана. Первоначально считалось, что на морскую седиментацию влияет лишь деятельность поверхностных течений, которые, соприкасаясь с прибрежной зоной взмучивания, «питаются» взвешенным материалом и разносят его по акватории бассейна, как это, например, происходит в Каспийском море (Страхов, 1953). Под трассами таких течений в условиях сравнительно небольших глубин (до первых сотен метров) формируются полосы осадков, имеющих более грубозернистый характер, чем окружающие. Примеры непосредственного влияния поверхностных течений на распределение осадков в морских и океанических бассейнах весьма многочисленны; в частности, они содержатся в работах М. В. Кленовой и В. М. Лаврова (1975) и Ф. П. Шепарда (1976).

В настоящее время установлено, что помимо активных поверхностных течений в океанах (в их батимальной и абиссальной зонах) существуют и мощные придонные течения. Они достигают скорости, достаточной для транспортировки алевритового и песчаного материала, и формируют зернистые осадки на больших глубинах (Hubert, 1964; Шепард, 1976). Придонными течениями в Северной Атлантике образованы такие гигантские аккумулятивные тела, как Ньюфаундлендский и Блейк-Багамский «хребты», в пределах которых мощность рыхлых отложений превышает 1,5 км (Леонтьев, 1977). Помимо аккумулирующей деятельности постоянным течениям часто свойственна и роль фактора, препятствующего осадконакоплению, а в целом ряде случаев и эродирующего морское дно (Шепард, 1976).

Все сложные поступательные движения вод Мирового океана вызваны воздействием поля ветров на водную поверхность, а также плотностной (термогалинной) неоднородностью водных масс, обусловленной широтными различиями в интенсивности инсоляции и неравномерностью баланса влаги в поверхностных слоях океана (Бурков, 1968; Шулейкин, 1968; Лисицын, 1974). Под непосредственным влиянием ветровых потоков в соответствии с их направлением и скоростью формируются постоянные поверхностные течения океана, охватывающие слой водной толщи по крайней мере до глубины 500 м (Добровольский, Залогин, 1967). Поэтому все основные круговороты поверхностных вод океана по своим размерам и положению в пространстве соответствуют барическим системам атмосферы (Бурков, 1963; Лисицын, 1974).

Мощные циркуляционные системы на поверхности океана оказывают важное влияние и на перемещения глубинных вод (Бурков, 1968; Шулейкин, 1968). Ветровыми потоками, движущимися над поверхностью морских вод, вызываются и волновые процессы. Энергия ветровых волн, определяемая их длиной, прямо зависит от силы ветра и продолжительности его действия (Страхов, 1954; Зенкович, 1962). Приливо-отливные течения, вызываемые астрономическими причинами, в определенной степени связаны и с другими компонентами гидрологической обстановки. Так, в зоне шельфа приливо-отливные движения морских вод в ряде случаев связаны с деятельностью постоянных течений, а в высоких широтах энергия приливо-отливных течений значительно снижается наличием полей плавающих льдов (Лисицын, 1974). Таким образом, гидродинамическая обстановка в Мировом океане — важнейший (помимо рельефа дна) и единственно мобильный фактор, контролирующий размещение терригенных продуктов на дне седиментационных бассейнов, — имеет главным образом климатическую природу.

Как известно, климату Земли и в историческое время, и в геологическом прошлом свойственна изменчивость, периодичность. Выделяются климатические ритмы разной длительности: от первых лет, десятков, сотен лет до сотен миллионов лет (Лунгерсгаузен, 1956), причем устанавливается определенная зависимость между длительностью климатических циклов и их интенсивностью, масштабностью проявления (Синицын, 1966). Климатические изменения определенной длительности (интенсивности) вызывают заметное изменение температурных контрастов между областями высоких и низких широт, изменение широтного температурного градиента (Эмилиани, 1966; Фейрбридж, 1966). Это в свою очередь приводит к изменению общей схемы атмосферной циркуляции, к изменению в направлении и силе воздушных течений (Алисов и др., 1952), к ослаблению циркуляционных процессов в периоды общих потеплений и к их интенсификации в периоды похолоданий (Брукс, 1952). Естественно, что все существенные по своему проявлению климатические ритмы сказываются на характере гидрологических явлений в Мировом океане, а таким образом и на общих особенностях протекающего в нем процесса механической седиментации, на всех звеньях того сложного и длительного пути многократного осаждения, взмучивания и перемещения, который, по Н. М. Страхову (1963) и А. П. Лисицыну (1966), проходят терригенные частицы от момента своего поступления в морской водоем до момента окончательного захоронения.

Под влиянием климатических ритмов существенно меняется судьба терригенных продуктов и в зоне прибрежного мелководья, и в пелагических частях морских бассейнов.

В прибрежной зоне, представляющей собой область преимущественного транзита материала, поступающего с суши, «происходит основной акт механической сортировки обломочного материала — отделение мелких частиц от более крупных с выталкиванием первых в центральные и глубокие части бассейна» (Страхов, 1963, стр. 63). Развитие прибрежной полосы протекает под влиянием одного общего фактора — энергии морских волн (Зенкович, 1962). На особенностях протекающих здесь процессов сказываются также «первичные» уклоны дна и баланс наносов — рыхлого материала (Зенкович, 1962; Каплин, 1973).

Роль последних двух факторов в динамике прибрежной зоны наиболее отчетливо проявляется в обстановке постоянного волнового режима. В этом случае при разных «первичных» уклонах подводного берегового склона происходит или разрыв осадков и смещение рыхлых продуктов вниз по уклону, или накопление обломочного материала в результате его подачи к урезу воды. При равных условиях процессы аккумуляции могут сменяться процессами абразии, и наоборот — при истощении потока наносов или обильном поступлении обломочного материала (Зенко-

вич, 1962; Каплин, 1973). Ветровое волнение, приводящее в движение водные массы в прибрежной зоне моря, определяет процессы взмучивания, транспортировки обломочных продуктов, накопления и размыва (Зенкович, 1962; Каплин, 1973). Климатические ритмы через режим ветрового волнения воздействуют на все особенности динамики этой части морского бассейна, на весь ход протекающей здесь механической рассортировки вещества. Изменение энергии (длины) ветровых волн, угла их подхода к береговой линии непосредственно сказывается на параметрах зоны взмучивания, как бы меняет «первичный» уклон подводного берегового склона, на который действует волнение, влияет на характер перемещения потока наносов и на их баланс (Страхов, 1954₂; Зенкович, 1962; Каплин, 1973). Не случайно Л. А. Аксенов, А. С. Ионин и А. Ф. Щербаков (1964) считают, что слоистое строение современных прибрежных песчано-галечных отложений является результатом смены волнового режима по сезонам, годам и более крупным отрезкам времени.

Весьма существенно влияние климатических ритмов на гидрологическую обстановку, на процессы терригенной седиментации и в открытых частях морских водоемов. Примеры сопряженных изменений климатических факторов и гидродинамического режима удаленных от берега зон морских бассейнов весьма многочисленны. Общеизвестны сезонные изменения направления Пассатных течений. С флуктуациями режима ветров связаны смещения трассы Калифорнийского течения (Бурков, 1963). Г. Лэмб (1968), проанализировав исторические сведения, пришел к выводу, что в северной Атлантике в период похолодания 1300—1750 гг. зона интенсивных штормов находилась много южнее, чем в настоящее время. По Ф. П. Шепарду (1976), в периоды четвертичных оледенений усиливались ветровые течения, становилась более интенсивной циркуляция поверхностных и глубинных вод океана. В эти отрезки времени много севернее, чем сейчас, располагалась зона антарктической дивергенции — опускания холодных поверхностных вод и подъема на их место глубинных (Лисицын, 1974). По-видимому, в связи с расширением экватории холодных поверхностных вод высоких широт в обстановке похолоданий происходили и те неоднократные увеличения толщины слоя придонных океанических масс, которые для плейстоцена отмечаются М. В. Кленовой и В. М. Лавровым (1975).

Изменение во времени местоположения зон активного и пассивного гидродинамического режима, смещения траекторий постоянных течений вызывают соответствующие изменения плана распределения осадков на дне бассейна и в отложениях «возникает характерная макрослоистость, перемежаемость в разрезе осадков разного петрографического типа» (Страхов, 1954, стр. 132). Сходное действие оказывает и изменение во времени скорости течений. По мнению Б. П. Жижченко (1940, стр. 156), чередование песчаных и глинистых отложений в среднем миоцене восточного Предкавказья «несомненно, можно связать и с изменением направления и силы течения, несущего песчаный материал». Дж. Ф. Губерт (Hubert, 1964) считает, что слои алевроитов и песков, залегающие среди глубоководных глин северо-западной Атлантики, возникли в результате деятельности придонных течений. М. В. Кленова и В. М. Лавров (1975) высказывают представление о том, что илы с алевроитовыми и песчаными слоями, залегающие к югу от о-ва Ньюфаундленд на глубинах 5300—5800 м, являются продуктом изменения во времени гидродинамического режима. По Ф. П. Шепарду (1969), изменения в направлении течений в районе Срединно-Атлантического хребта запечатлены в мощностях слоев и гранулометрическом составе донных осадков.

Безусловно, во всех тех изменениях общего процесса механической рассортировки вещества в морских водоемах, которые происходят под влиянием климатических ритмов, большая роль принадлежит и характеру динамических связей, устанавливающихся между прибрежной зоной

и областью постоянных течений. Яркий пример значимости и роли такого рода связей в процессе морского осадконакопления дают моря Арктического бассейна. В этих морях, водная поверхность которых большую часть года покрыта плавающими льдами, резко подавлено ветровое волнение и весьма сужена прибрежная зона взмучивания; постоянные течения, проходящие за пределами этой узкой зоны и не затрагивающие ее, «питаются» лишь очень тонким материалом, поэтому непосредственно мористее прибрежного мелководья, а в ряде случаев даже близ уреза воды накапливаются однородные глинистые илы (Зенкович, 1962).

Следовательно, каждый климатический ритм, в той или иной мере меняя гидродинамическую обстановку в прибрежных и открытых частях морских бассейнов, в пределах разных форм рельефа дна, вносит определенные изменения в существовавшую до этого схему перемещения и накопления терригенных продуктов на дне водоемов. В связи с этим на одних и тех же участках дна вместо ранее накапливающихся осадков (слоев) начинают формироваться иные отложения (слои) в соответствии с новыми энергетическими особенностями водной толщи.

В качестве примера, в какой-то мере иллюстрирующего сказанное, можно привести данные о верхнечетвертичных — голоценовых отложениях Белого моря, изученных В. С. Медведевым и Е. Н. Невесским (1971). Донные осадки Белого моря представлены двумя (нижним и верхним) существенно разными по литологии слоями, мощность которых в ряде случаев превышает 4—4,5 м. Нижний слой состоит из однообразных, в основном тонкозернистых осадков. На них с размывом залегают преимущественно грубозернистые отложения верхнего слоя. Осадки нижнего слоя накапливались в обстановке, когда на поверхности моря существовали плавающие льды, а появление отложений верхнего слоя связано с исчезновением (таянием) льдов в акватории Белого моря, вызвавшим резкое изменение, активизацию гидродинамического режима бассейна: развитие волновых процессов, возможную перестройку системы течений и т. д. (Медведев, Невесский, 1971).

Таким образом, вышележающее позволяет сделать вывод о том, что слоистое строение морских терригенных толщ связано с изменениями климатической обстановки, т. е. в той или иной форме отображает климатические ритмы². Все это подтверждает, на наш взгляд, и конкретизирует представления Д. В. Наливкина (1956, 1962) о том, что элементарная стратификация морских накоплений является продуктом прежде всего климатических изменений.

Попытаемся оценить масштаб климатических ритмов, определяющих процессы терригенного слоеобразования. По имеющимся данным, в течение фанерозоя на площадях современной суши и в мезозое — кайнозое в пределах современных океанов (Лисицын, 1974) морское осадконакопление протекало в среднем со скоростью 1—10 см за 1000 лет. Основываясь на этих материалах, можно считать, что среднее время формирования слоев мощностью 10—100 см составит десятки тысяч лет, а слоев 100—500 см — десятки — первые сотни тысяч лет. Климатические ритмы меньшей длительности, чем слоеобразующие (для каждого данного слоя), запечатлеваются главным образом в характере внутреннего строения слоев.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в каждый отдельный момент времени размещение гранулометрических типов терригенных осадков на дне морского бассейна определяется его общей гидродинамической обстановкой, отобра-

² Исключение составляют слои, образовавшиеся за счет нарушения первичного залегания осадков (турбидиты, оползни и т. д.).

жающей характер климатических условий, а также топографией дна, в связи с ее воздействием на местные особенности гидродинамического режима.

Под влиянием климатических ритмов происходит определенное изменение общей схемы гидродинамики в морском бассейне, изменение энергетических характеристик водной толщи в пределах разных форм рельефа дна, что вызывает и соответствующие изменения картины размещения донных осадков. Вследствие этого в одних участках накопление терригенных продуктов сменяется их размывом, в других — начинают формироваться иные, чем раньше, осадки, т. е. происходит процесс формирования слоев. Своеобразие и масштаб тех перестроек процесса терригенной седиментации, которые периодически возникают в морских бассейнах, а таким образом, и особенности смены во времени одних осадков (слоев) другими (мощность слоев, характер слоевых границ и т. д.) в какой-то мере определяются, видимо, параметрами климатических ритмов. Во всем этом проявляется роль климата как первопричины слоистого строения морских терригенных толщ.

Рельеф дна следует рассматривать как фактор, устойчиво, однонаправленно влияющий на механическую седиментацию. Роль его становится наиболее ощутимой за отрезки времени, имеющие значительно большую длительность, чем время слоеобразования, и достаточно ярко проявляется в том, что в пределах положительных форм рельефа дна (в том числе и вблизи береговой линии) накапливаются в целом более грубозернистые осадочные толщи сравнительно с теми, которые образуются в понижениях дна.

С позиций вышеизложенного представляется, что климатическая обстановка не только определяет процессы мобилизации вещества на водосборных площадях и процессы его перемещения в конечные водоемы стока, но и контролирует размещение терригенных продуктов на дне седиментационных бассейнов. Универсальный характер слоистого строения морских терригенных накоплений является следствием глобального характера климатических флуктуаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов Л. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Новые данные о строении толщ современных прибрежных отложений.— Океанология, 1964, т. 4, вып. 6.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I—II, Л., Гидрометиздат, 1952.
- Аргангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. Избранные труды, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Горбунова З. Н., Романкевич Е. А. Питание Тихого океана осадочным материалом и основные факторы осадкообразования.— В сб.: Тихий океан, М., «Наука», 1970, т. 6, кн. 1.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости, М., «Наука», 1965.
- Брукс К. Климаты прошлого, М., ИЛ, 1952.
- Бурков В. А. Циркуляция вод северной части Тихого океана.— Океанология, 1963, т. 3, вып. 5.
- Бурков В. А. Циркуляция вод.— В сб.: Тихий океан, т. 2, М., «Наука», 1968.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша, М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Гарецкий Р. Г., Янин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В сб.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления, М., «Мир», 1971.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Гидрология моря.— В сб.: Развитие наук о Земле в СССР, М., «Наука», 1967.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Тр. ИГН, 1947, вып. 90, № 2.

- Жемчужников Ю. А.* Слой и пласт.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
- Жемчужников Ю. А.* Сходство и различия между фаціальным, фаціально-циклическим и фаціально-геотектоническим методами изучения угленосных толщ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1.
- Жижченко Б. П.* Средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12. Неоген СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Каплин П. А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Кленова М. В., Лавров В. М.* Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975.
- Коперина В. В.* Фации и типы угленакопления в угленосных отложениях Донбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1.
- Крашенинников Г. Ф.* Проблема циклов в угленосных толщах.— Тр. ИГН, 1947, вып. 90, № 2.
- Крашенинников Г. Ф.* Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л.* Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Кулямин Л. Н., Смирнов Л. Н.* Приливо-отливные циклы осадконакопления в кембрийских песках Прибалтики.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3.
- Леонтьев О. К.* Рельефообразующая деятельность донных течений в абиссальной зоне океана.— Геоморфология, 1977, № 2.
- Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Логвиненко Н. В.* Ритмичность флиша и ее происхождение. Междунар. геол. конгр., XXIV сес. Докл. сов. геологов. Проблемы 6, 12. М., «Наука», 1972.
- Лунгерсаузен Г. Ф.* Периодичность в изменении климата прошлых геологических эпох и некоторые проблемы геохронологии. Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 4.
- Лэмб Г. Г.* Влияние атмосферы и океанов на изменение климата и развитие материкового оледенения.— В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Марков К. К.* О признаках трансгрессий и регрессий. Тр. I Всес. геогр. съезда, вып. 3, 1934.
- Медведев В. С., Невеский Е. Н.* О развитии осадкообразования в поздне-последнее время на Белом море.— В сб.: Новые исследования береговых процессов. М., «Наука», 1971.
- Наливкин Д. В.* Учение о фациях, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Наливкин Д. В.* Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Невеский Е. Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
- Одесский И. А., Айнемер А. И.* Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М.* К познанию закономерностей и механизма морской седиментации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1.
- Страхов Н. М.* Осадкообразование в Черном море.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В сб.: Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М.* О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11.
- Страхов Н. М.* Детали реконструкции физико-географических условий в древних водоемах.— В сб.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Твенхофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М., ОНТИ НКТП, 1936.
- Фролов В. Т.* К вопросу о происхождении ритмичности осадочных толщ (автореферат докл.)— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, № 4.
- Фейрбридж Р. У.* Сходимость данных об изменениях климата и эпохах оледенения.— В сб.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометиздат, 1966.
- Хаин В. Е.* Предисловие редактора к кн. П. Даффа, А. Халлама, Э. Уолтона «Циклическое осадконакопление». М., «Мир», 1971.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Хворова И. В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Труды ИГН, вып. 81, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Шепард Ф. П.* Морская геология. Л., «Недра», 1969, 1976.
- Шрок Р. Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Шулейкин В. В.* Физика моря. М., «Наука», 1968.
- Шульц С. С.* О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе.— В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.

Эмилиани Ч. Изменение климата кайнозойской эры, определенное по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций.— В сб.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометиздат, 1966.

Эпштейн О. Г. Механизм формирования слоистости в верхнепермских отложениях южной части Яно-Колымской складчатой области.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.

Hubert J. F. Textural evidence for deposition of many Western North Atlantic deep-sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents.— J. Geol., v. 72, No 16, 1964.

Северо-Восточное территориальное
геологическое управление,
Магадан

Дата поступления
12.VI.1978

•

УДК 549.67

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЦЕОЛИТОВ
ГЛАУКОНИТОВО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМА
КЛАССИФИКАЦИИ ГРУППЫ КЛИНОПТИЛОЛИТА —
ГЕЙЛАНДИТА**

В. И. МУРАВЬЕВ, Б. И. ВОРОНИН

Цеолиты группы гейландита — клиноптилолита присутствуют во многих разновидностях пород глауконитово-кремнистой формации. В опоках, глауконитовых породах и иногда в трепелах их содержание исчисляется несколькими процентами от массы пород. Рассматривается вопрос о номенклатуре цеолитов группы гейландита. Кремнистость цеолитов и в соответствии с этим их свойства и принадлежность к тому или иному виду коррелируются с наличием в ассоциации аутигенных минералов различных форм свободного кремнезема (опал, кристобалит). Изучение цеолитов с помощью микронзонда позволило установить присутствие Fe только во включениях в кристаллах цеолитов и в примазках на зернах. Mg главным образом сосредоточен в примесях, но незначительная часть его содержится и в структуре цеолита.

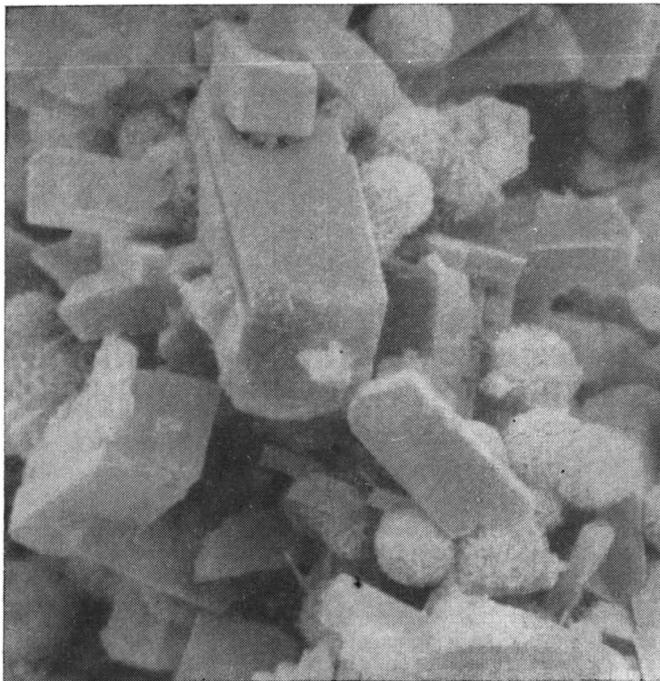
ВВЕДЕНИЕ

Цеолиты группы гейландита — клиноптилолита широко распространены в породах глауконитово-кремнистой формации, в глауконитовых песках, опоках, трепелах, бентонитовых и бентонитоподобных глинах, алевролитах, фосфоритовых желваках. Нередко цеолиты этой группы присутствуют в заметных количествах в писчем мелу. В зернистых породах цеолиты выполняют поры, но и в тонкодисперсных породах (опоках, бентонитах) методами наннопетрографии доказывается присутствие цеолитов в пустотах, трещинах или в полостях раковин радиолярий. Петрографические позиции цеолитов в рассматриваемой группе пород однозначно свидетельствуют об их аутигенности (фиг. 1), хотя вопрос о времени формирования (диагенез, эпигенез) может оставаться спорным.

Изучение генетически различных пород, содержащих цеолиты, и сравнение цеолитов из различных пород показывают, что присутствующие в породах формации цеолиты не идентичны. Наряду с этим отмечается присутствие двух или более типов цеолитов в одной породе. Однако материал, находящийся в нашем распоряжении, и анализ многочисленных литературных данных позволяют сделать вывод об абсолютном доминировании в породах глауконитово-кремнистой формации цеолитов группы гейландита — клиноптилолита.

ВОЗМОЖНОСТЬ РАЗГРАНИЧЕНИЯ ГЕЙЛАНДИТА И КЛИНОПТИЛОЛИТА

За последние два десятилетия накоплена довольно обширная литература, посвященная цеолитам гейландитовой группы. Сделаны попытки выделить в пределах этой группы две структурно близкие разновидности — собственно гейландит и клиноптилолит. При этом для выделения клиноптилолита использованы разные критерии, но в первую очередь



Фиг. 1. Кристаллы клиноптилолита в ассоциации с опал-кристобалитовыми леписферами в опоке обр. 212/70, РЭМ, размер рамки 20 мкм

было обращено внимание на различия в химическом составе этих минералов и на различия термостойкости и других свойств. Работы такого плана были проведены Ф. А. Мамптоном (Mumpton, 1960), В. Месоном и З. Сендом (Mason, Sand, 1960), М. Утада (Utada, 1965), Р. Л. Хеем (Hay, 1966), Д. Болсом (Boles, 1972), С. И. Шуменко (1972), А. Г. Коссовской (1975), Л. Филизовой с соавторами (1975).

Под клиноптилолитом понимается высококремнистая разновидность минералов этого ряда, характерная преобладанием суммы щелочей над кальцием и обладающая высокой термостойкостью, т. е. способная сохранять структуру при длительном нагревании до 400—500°С. Однако, поскольку представители этой группы цеолитов изоструктурны, а химический состав различных исследованных разновидностей варьирует в достаточно широких пределах, до сего времени остается спорным тот рубеж в химическом составе или в уровне термостойкости, который должен отделить различные «гейландиты» от различных «клиноптилолитов».

Так, по В. Месону и З. Сенду, в клиноптилолитах отношение $Ca/(K+Na) < 1$, такого же мнения придерживаются М. Утада и А. Г. Коссовская. Д. Болс в основу химической классификации положил соотношение Si/Al . При этом значение отношения $Si/Al > 4$ должно соответствовать клиноптилолитам, а значения < 4 — гейландитам. Количества же Ca или щелочей использованы этим автором для уточнения названия (Са-клиноптилолит, К—Na-клиноптилолит, Na-гейландит и т. д.). По данным Д. Болса, ряд гейландитов, богатых кремнием (с отношением $Si/Al = 3,5-4$), а также клиноптилолиты, бедные кремнием ($Si/Al = 4-4,5$), обычно не обнаруживают высокой термостойкости, но и не аморфизируются полностью при нагревании до 450°С. Вариации химического состава цеолитов гейландитовой группы, данные по структурному исследованию этих минералов и их термостойкости проанализированы С. И. Шуменко (1972). Анализ проблемы позволил ему сформулиро-

Пересчитанный состав цеолитовых фракций, вес. %

Компонент	Нет аутигенного SiO ₂				Есть аутигенный SiO ₂				
	59/70	60/70	180/70	29/72	263/72	212/70	247/72	19/72	267/72
SiO ₂	66,95	66,54	63,89	67,34	66,94	66,61	67,86	69,15	63,90
Al ₂ O ₃	12,70	12,22	14,24	11,90	12,90	9,32	12,20	10,41	12,73
CaO	2,39	3,44	3,16	4,05	2,26	3,10	0,55	1,23	3,70
MgO	1,26	1,01	1,75	0,24	1,35	0,53	0,44	0,10	0,36
K ₂ O	1,26	1,18	0,85	1,01	3,28	1,95	1,53	1,64	3,16
Na ₂ O	0,17	0,15	0,17	0,21	0,41	0,41	0,34	0,22	0,46
H ₂ O ⁺	11,90	11,51	12,24	9,76	8,95	13,30	13,00	10,70	10,35
H ₂ O ⁻	4,73	4,96	5,45	5,73	5,56	5,71	4,52	6,65	6,00
N	1,494	1,494	1,492	1,492	1,484	1,486	1,484	1,486	1,482
Термостойкость 400°С, 15 ч SiO ₂ (Na ₂ O+K ₂ O) Al ₂ O ₃ ·CaO	—	—	—	—	+	+	+	+	+
	3,39	2,28	1,44	1,90	8,00	4,95	21,2	10,5	4,65

Примечание. Образцы 59/70, 60/70 — хут. Сергеевский, правобережье Дона, глауконитовые пески, эоцен; 180/70 — с. Пролейка, правобережье Волги, глауконитовые пески, палеоцен; 29/72 — карьер Фокино, Брянская обл., лисчий мел, турон; 263/72 — Могилев-Подольский, песчаная опока, сеноман; 212/70 — с. Буграчное, правобережье Волги, опока, сантон; 247/72 — Могилев-Подольский, трепел, сеноман; 19/72 — карьер Фокино, трепел, турон-ксняк; 267/72 — Могилев-Подольский, глауконитовый песок, сеноман.

вать следующий вывод: «...в свете имеющихся в настоящее время данных четкой границы между клиноптилолитом и гейландитом нельзя провести ни по структурам минералов, ни по химическому составу, ни по термическим свойствам» (стр. 30).

По всей вероятности, этот вывод пока сохраняет свое значение при рассмотрении проблемы «гейландит — клиноптилолит» в целом. Однако если рассматривать не изолированные минералы, выделенные из тех или иных пород, а цеолиты в парагенезе с сопутствующими аутигенными минералами, то можно обнаружить одну важнейшую закономерность. При всем разнообразии химического состава цеолиты, находящиеся в аутигенном парагенезе с минералами свободного кремнезема (опал, кристобалит), обнаруживают высокую термическую устойчивость (таблица). Соотношение кремния и алюминия в этих цеолитах может варьировать в широких пределах, равно как и соотношение суммы щелочей и кальция. Показательно, что отношение SiO₂/Al₂O₃ в изученных нами цеолитах практически всегда выше 8, и следовательно, по существующим классификациям (Mumpton, 1960; Boles, 1972) цеолиты глауконитово-кремнистой формации принадлежат либо собственно клиноптилолитам, либо клиноптилолитам, бедным кремнеземом. Наряду с этим отношение молекулярных количеств CaO/(K₂O+Na₂O) может быть как больше, так и меньше 2, но что самое показательное — даже в некоторых цеолитах, обладающих высокой термостойкостью, это отношение может быть больше 2 (см. таблицу, обр. 212/70). Однако и в этих параметрах, рассмотренных не изолированно, а в виде отношения молекулярных количеств $\frac{SiO_2 (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 \cdot CaO}$, вскрывается определенная тенденция связи с термостой-

костью. Для цеолитов, находящихся в парагенезе с опалом и кристобалитом (термостойкие цеолиты), указанное отношение не ниже 4. Пересчеты анализов, приводимых Д. Болсом (Boles, 1972), показывают, что в бедных кремнеземом клиноптилолитах, обладающих промежуточной термостойкостью, рассмотренное выше отношение оказывается ниже 4. В то же время для бедного кремнеземом клиноптилолита, обладающего высокой термостойкостью, это отношение имеет значение около 30.

Наряду с рассмотренным параметром парагенетическая принадлежность цеолитов хорошо коррелируется и с их показателем преломления. Так, все изученные нами цеолиты гейландитовой группы, находящиеся вне аутигенного парагенеза с минералами свободного кремнезема, имеют показатель преломления выше 1,490. М. Утада (Utada, 1965) счита-

ет, что N гейландитов выше 1,489. Анализ данных Болса (Boles, 1972) показывает, что высокой термостойкостью обладают клиноптилолиты с $N < 1,487$. В наших случаях цеолиты, находящиеся в парагенезе с минералами кремнезема, обладали показателем преломления не выше 1,486. Д. Брек (1976) приводит для гейландитов значение N не ниже 1,491. Таким образом, можно сформулировать вывод о существовании двух принципиально различных типов цеолитов гейландитовой группы. Первая группа, обладающая переменным составом, находится в парагенезе с аутигенными формами свободного кремнезема. Эти цеолиты обладают высокой термостойкостью, имеют показатель преломления не выше 1,487—1,489 и отношение $\frac{\text{SiO}_2 \cdot (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO}} > 4$. Вторая группа цеоли-

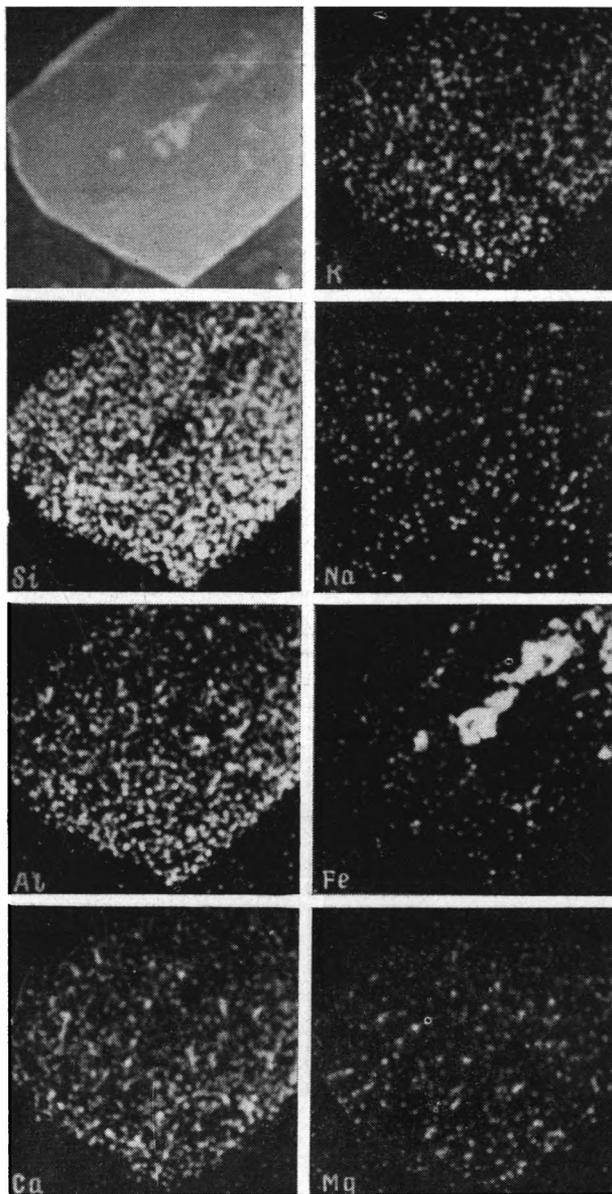
тов этого ряда также обладает переменным составом, но не находится в парагенезе с минералами свободного кремнезема. Минералы этой группы обладают низкой или промежуточной термостойкостью и имеют показатель преломления выше 1,487—1,489. До решения вопроса о структурных различиях этих минеральных разновидностей цеолитов нам кажется правомерным именовать первую группу клиноптилолита, оставив за второй группой название группы гейландита.

Рассмотрение парагенеза в качестве главного критерия для определения принадлежности цеолита к гейландитам или клиноптилолитам кажется тем более оправданным, что, по данным М. Утада (Utada, 1965), клиноптилолиты также встречены в парагенетической ассоциации с опалом, а гейландиты — вне парагенеза с опалом, хотя им рассмотренная форма — цеолитизированные пепловые туфы. Таким образом, деление цеолитов по признаку их парагенетической ассоциации оказывается справедливым не только для пород глауконитово-кремнистой формации, но находит подтверждение и в формациях иного типа.

ИЗУЧЕНИЕ ЦЕОЛИТОВ С ПОМОЩЬЮ МИКРОЗОНДА

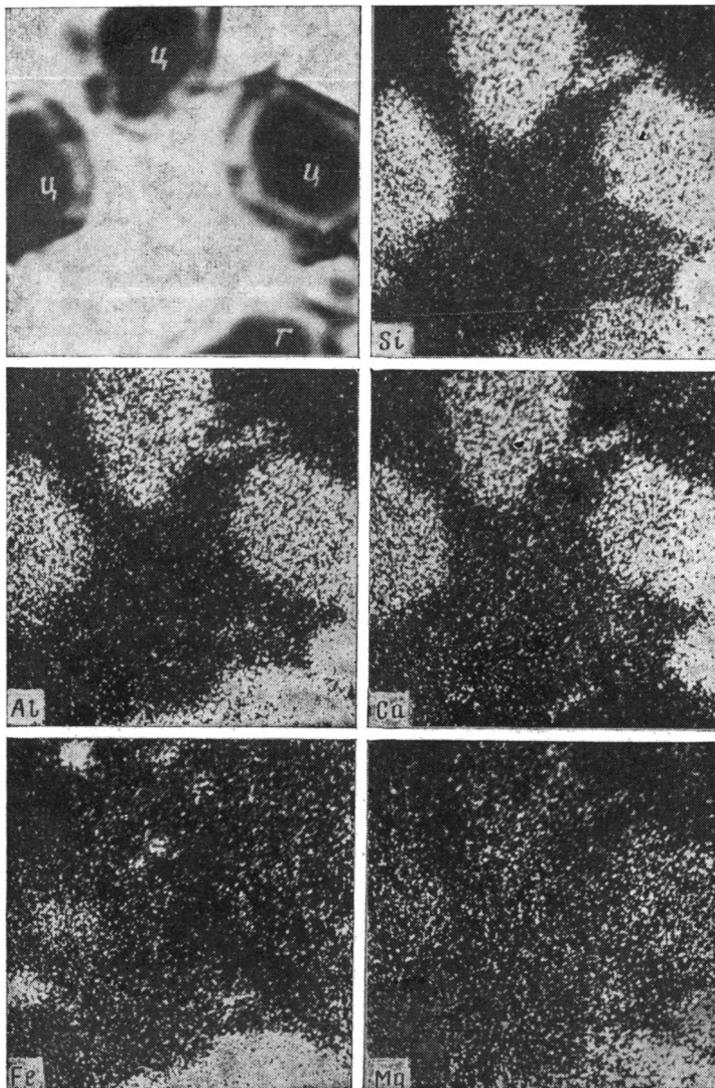
В химическом составе цеолитовых концентратов и чистых цеолитовых фракций помимо кремния, алюминия, кальция, калия и натрия постоянно обнаруживаются заметные количества железа и магния. Присутствие этих элементов в количествах, соизмеримых с количествами калия и кальция, отмечено во всех случаях даже тогда, когда другими методами (оптический и рентгеновский) не отмечается посторонней минеральной примеси. Допущение правомерности вхождения железа в структуру клиноптилолитов осадочных месторождений позволило Д. Бреку (1976) рассматривать в качестве характеристического коэффициента для клиноптилолита не отношение Si/Al , а отношение $\text{Si}/(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$. Это отношение в клиноптилолитах осадочных месторождений составляет 4,1—5,6. Для гейландита Д. Брек использует лишь отношение Si/Al . Для выяснения минеральной природы железа и магния ряд цеолитовых фракций и отдельные наиболее крупные монокристаллы цеолитов были исследованы с помощью микроанализатора.

В цеолитовых концентратах главной загрязняющей примесью являются агрегаты монтмориллонита, глауконита и опала, присутствующие либо в виде изолированных зерен, либо в сростках с кристаллами цеолитов. Кроме того, в кристаллах цеолитов оптическим методом устанавливаются точечные и линейно-вытянутые включения субмикроскопических размеров или пленочные примазки на поверхности кристаллов. Минеральная природа их не ясна, поскольку размер включений и пленок не превышает 1 мкм. При использовании микроанализатора преследовались две задачи. Во-первых, была сделана попытка установить качественное распределение основных химических элементов, постоянно присутствующих в валовых составах цеолитовых фракций. Для этой



Фиг. 2. Изображение кристалла цеолита обр. 263/72 в режиме растрового микроскопа (слева сверху) и в спектрах разных элементов. Съемка в спектре Na и Mg произведена при экспозиции 7 мин., прочие элементы — 15 сек., размер рамки 15 мкм

цели использовались растровые изображения объектов в полосе рентгеновского спектра интересующих нас элементов. Вторая задача состояла в определении однородности кристаллов цеолита. Эта задача решалась методом профильных пересечений относительно крупных кристаллов и сравнением вариаций состава цеолитов в разных участках зерен. На приводимых снимках (фиг. 2, 3) показано растровое изображение зерен цеолитовых фракций в спектре Si, Al, Ca, K, Na, Mg, Fe. Первое, на что следует обратить внимание, — это четкая локализация железа во вклю-



Фиг. 3. Растровое изображение цеолитовых кристаллов (ц) и зерна глауконита (г) в режиме растрового микроскопа (слева вверху) и в спектрах разных элементов. Образец из сеноманских глауконитовых песков, карьер Фокино, Брянская обл. Время экспозиции 15 сек., размер рамки 15 мкм

чений внутри кристаллов цеолитов и в частицах, загрязняющих цеолитовый концентрат. Таким образом, мы можем рассматривать железо не как компонент собственно цеолитов, а лишь как элемент, содержащийся в примазках на стенках кристаллов, во включениях и в минеральной примеси в цеолитовых концентратах и даже в тех «чистых» цеолитовых фракциях, в которых рентгеновским или оптическим методами не удается зафиксировать присутствия иных минералов.

Положение магния двояко. С одной стороны, главные массы этого элемента концентрируются в частицах загрязняющей минеральной примеси. При экспозиции 15 сек. растровое изображение зерен глауконита в рентгеновском спектре Mg оказывается вполне отчетливым (см. фиг. 3), хотя содержание Mg в глауконитах не превышает 2%. При этих же

экспозициях Mg в цеолитах не фиксируется. Лишь при 30-кратном увеличении экспозиции оказывается возможным уловить слабое изображение кристаллов цеолитов в спектре Mg (см. фиг. 2). При этом не отмечается какой-либо приуроченности этого элемента к определенным зонам внутри кристаллов, точечным или трещинным включениям или к примазкам на поверхности зерен.

Высокие количества Mg зарегистрированы в тонкоагрегатных зернах, но размеры загрязняющих частиц, участвующих в строении агрегатов, столь малы, что оказываются несоизмеримыми с образующими агрегат кристаллами цеолитов. Высокие количества MgO (до 1,5—2%) в чистых цеолитовых фракциях, в которых рентгеновским методом не обнаруживаются посторонние минеральные примеси, а оптическим методом количества загрязняющих компонентов (агрегаты опала и глауконита) оцениваются в 1—2%, могут быть связаны лишь с присутствием существенно магниевых минералов, находящихся в виде ультрадисперсной примеси в агрегатах или во включениях в кристаллах цеолитов. Кристаллики доломита были обнаружены нами в ряде цеолитовых концентратов. Доломит как аутигенный минерал, сопутствующий цеолитам в породах, отмечен Г. Ю. Бутузовой (1964), Р. С. Пересом (1974). После выделения из концентратов чистых цеолитовых фракций по описанному ранее методу (Муравьев, 1974) ни микроскопический, ни рентгеновский контроль не позволял обнаружить в них примеси доломита. Однако не определяемая микроскопически дисперсная примесь его не исключена в агрегатных сростках цеолитовых кристаллов. Рентгеновский метод также не позволяет уловить примеси доломита, если количества его не превышают 3—4%. В химическом составе цеолитовых фракций постоянно обнаруживается присутствие CO₂. При стандартном пересчете результатов химического анализа CO₂ связывается с CaO и при избытке CaO относится за счет вероятной примеси кальцита. По-видимому, такой метод пересчета занижает истинное содержание CaO в цеолитах, в то время как MgO лишь в незначительной мере может быть связан с собственно цеолитами. Сложность выявления малых примесей доломита (0,5—2%) в цеолитовых фракциях рентгеновским методом связана с наличием на рентгенограммах клиноптилолита сильного рефлекса в области 2,96—2,97 и заметного рефлекса 2,18—2,19. В то же время главный рефлекс кальцита (3,03) не маскируется близкими по значению рефлексами клиноптилолита, и, следовательно, кальцит может быть обнаружен рентгеновским методом при содержании его в количествах около 1%.

Натрий обнаруживается в препаратах лишь на уровне фона. Однако низкое содержание Na определяется и валовым химическим анализом.

Предпринятое изучение цеолитов с помощью микроанализатора позволило произвести пересчеты валовых составов цеолитовых фракций лишь на те компоненты, которые входят в состав собственно цеолитов и не могут быть связаны с загрязняющей примесью, включениями или примазками на стенках кристаллов. Количества магния показаны в таблице условно (сверх 100%), поскольку задача количественного определения магния, входящего в состав цеолитов и в состав примесей, включений и т. п., остается пока нерешенной.

ЛИТЕРАТУРА

- Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М., «Мир», 1976.
Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы. Цеолит из палеогеновых отложений юга СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 4.
Бутузова Г. Ю. К познанию цеолитов гейландитовой группы (некоторые вопросы генезиса).— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5
Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.

- Муравьев В. И.* К методике выделения цеолитов из осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Перес Ф. С.* Новые данные о цеолитах Молдавской ССР.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4.
- Филизова Л., Киров Г. Н., Балко В. М.* Термични отнасяния на минералите от хайландитовата и стильбитовата.— Геохим., минерал. и петрол., «София», 1975, № 2.
- Шуменко С. И.* О цеолитах группы гейландита.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5.
- Boles J. R.* Composition, optical properties, cell dimensions and thermal stability of some heulandite group zeolites.— Amer. Mineralogist, 1972, v. 57, No. 9—10.
- Hay R. L.* Zeolites and zeolitic relation in sedimentary rocks.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1966, No. 85.
- Mason B., Sand Z. S.* Clinoptilolite from Patagonia, the relationship between clinoptilolite and heulandite.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3—4.
- Mumpton F. A.* Clinoptilolite redefined.— Amer. Mineralogist, 1960, v. 45, No. 3—4.
- Utada M.* Zonal distribution of authigenic zeolites in the tertiary rocks in Mogami district, Yamagata prefecture.— Scien. Papers College Gen. Educ. Univ. Tokyo, 1965, v. 15, No. 2.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
16.V.1978

УДК 549.086; 551.8—925.14

ИЗУЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО КВАРЦА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРА СИБИРИ)

В. И. ЛЕВИН, А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ, Б. И. ПРОКОПЧУК

На примере рифейских отложений восточного склона Анабарского щита и Оленекского поднятия показана эффективность применения новой методики изучения типоморфных признаков обломочного кварца песчаных пород для палеогеологических реконструкций. Надежность выводов о составе пород питающих провинций, основанных на изучении обломочного кварца, проверена для территории Анабарского массива, где питающая область для рифейских отложений твердо установлена. Для второго района — Оленекского поднятия — с помощью новой методики установлено, что самостоятельная питающая область, в современной структуре скрытая под отложениями Приверхоянского прогиба, сложена в основном глубокометаморфизованными породами кристаллического фундамента.

Изучение обломочного кварца из терригенных отложений для выяснения особенностей их литогенеза и для палеогеологических реконструкций проводилось неоднократно как советскими, так и зарубежными литологами (Крупине, 1946; Folk, 1961; Леммлейн, Князев, 1951). В последнее время И. М. Симановичем (Кац, Симанович, 1974; 1976) разработана вероятностная методика изучения обломочного кварца в песчаных породах. Принципиально новым в этой методике является вероятностный учет дифференцированных типоморфных признаков, позволяющий с помощью специальной таблицы вероятностных коэффициентов (Симанович, 1976) каждое наблюдаемое в обычном шлифе зерно кварца отнести к соответствующему генетическому типу.

Методика И. М. Симановича была применена нами для изучения особенностей кварца из терригенных рифейских отложений восточного склона Анабарского массива и Оленекского поднятия. Выбор указанных районов определился прежде всего тем, что рассматриваемые терригенные отложения рифея имеют существенно кварцевый состав, и поэтому применение обычных методов палеогеографических реконструкций (изучение петрографического состава галек и обломков пород) практически не дает результатов. Кроме того, названные районы интересны для проверки эффективности самой методики изучения обломочного кварца. Один из районов (восточный склон Анабарского массива) может служить эталонным, так как в нем расположение древней области сноса по отношению к рифейским терригенным толщам, как показали наши исследования, достаточно определено: ею служила сводовая часть массива, сложенная породами архейского кристаллического фундамента. Второй район — Оленекское поднятие, напротив, представляет собой территорию, где рифейская область сноса в современной структуре в основном погружена. Поэтому остается неясным, обнажались ли в ее пределах, как и на Анабарском массиве, преимущественно кристаллические

образования архейского фундамента или она была сложена в основном слабометаморфизованными породами нижнепротерозойской экинской серии и прорывающими ее гранитоидами, обнажающимися в современной структуре из-под рифейского чехла.

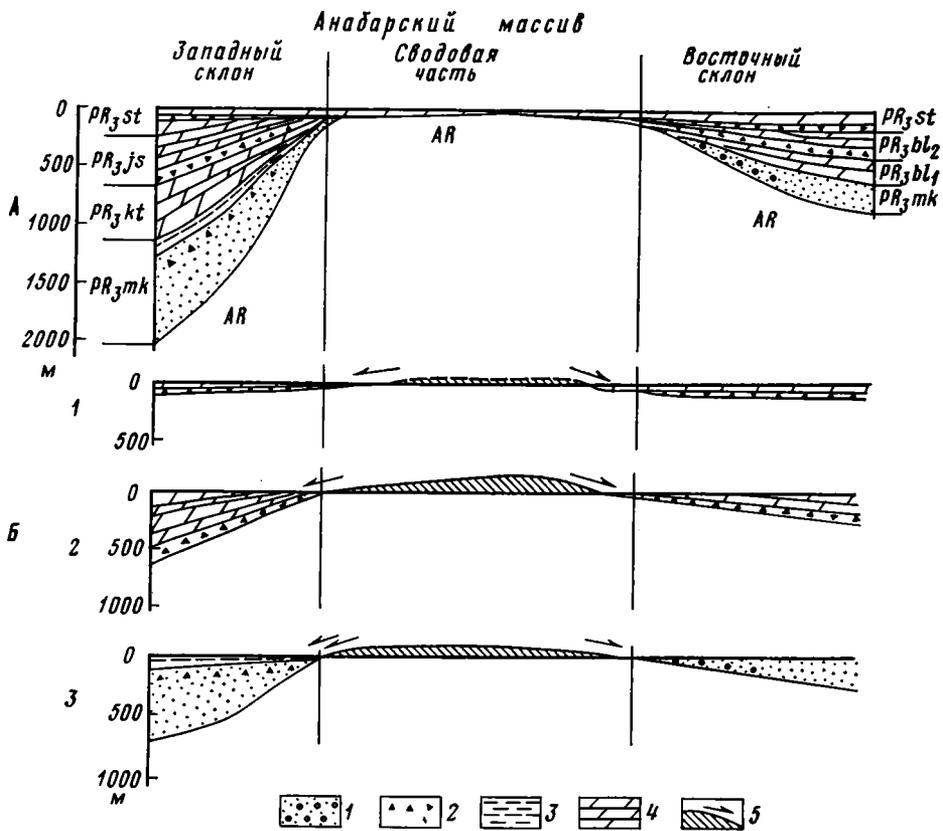
При изучении типоморфных признаков кварца согласно методике И. М. Симановича нами исследовался состав минеральных включений, характер включений минералообразующей среды и комплекс структурных дефектов, которые позволили каждое изученное зерно минерала с определенной степенью вероятности отнести к одной из следующих генетических групп кварцсодержащих пород: 1) метаморфических, 2) тесно связанных с ними древних палингенных и метасоматических гранитов, 3) молодых (интрузивных) гранитоидов и 4) жильных образований.

Рифейские отложения восточного склона Анабарского массива изучались нами в бассейне р. Большая Куонамка. В их разрезе здесь известны три крупные серии, залегающие с разрывом одна на другой. Каждая из них начинается терригенными и кончается карбонатными породами. Нижняя относится к нижнему рифею, средняя — к среднему и, возможно, к низам верхнего рифея, верхняя серия представляет собой терминальный рифей (юдомий, вендомий). Интересующие нас терригенные отложения представлены моно- и олигомиктовыми песчаниками с подчиненными им гравелитами и конгломератами, слагающими (снизу вверх): мукунскую свиту, несогласно залегающую на архейском фундаменте (до 200 м), базальную пачку верхней толщи билляхской серии (до 50 м) и базальный горизонт в основании старореченской свиты (до 10 м).

Две последние толщи в ряде мест трансгрессивно перекрывают подстилающие рифейские отложения и по направлению к своду Анабарского массива залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Каждая из указанных терригенных толщ в том же направлении становится более грубообломочной и затем выклинивается. В мукунской свите отмечается, кроме того, фаціальное замещение прибрежно-морских отложений аллювиальными фациями. Все это в сочетании с ориентировкой косої слоистости указывает на то, что питающей областью для всех названных толщ являлась сводовая часть Анабарского массива, которая в течение всего рифея сохраняла тенденцию к устойчивому поднятию (фиг. 1).

Изучение обломочного кварца из песчаников терригенных толщ рифея позволило дополнительно уточнить, какие комплексы пород размывались в питающей области. Выявленные в результате микроскопического изучения группы признаков, свойственных обломочному кварцу из разновозрастных рифейских толщ Анабарского района, отражены в таблице. Приведенные в ней значения встречаемости соответствующих признаков кварца являются средними из трех подсчетов по каждой свите и основываются на изучении 2000 зерен. Согласно этой таблице кварц характеризуется следующими особенностями типоморфных признаков. В составе минеральных включений в нем распространены полевой шпат, апатит, рутил, биотит, реже амфибол, силлиманит, эпидот, циркон. Все эти минералы, кроме полевого шпата, который часто встречается и в кварце молодых гранитоидов, характерны для кварца метаморфических пород и древних палингенных и метасоматических гранитов.

Газово-жидкие включения в кварце имеют различные размеры и присутствуют в незначительном количестве. Низкая степень насыщения этими включениями свойственна кварцу метаморфических пород и древних гранитов. Из структурных дефектов наиболее распространенными в кварце являются облачное волнистое и прерывистое волнистое угасание, неправильная и линейная блочность, мозаичность с изрезанными лапчатыми контурами блоков. Большинство перечисленных дефектов присуще главным образом кварцу метаморфических пород и древних гранитов.



Фиг. 1. Схема геологического развития Анабарского массива в рифее (позднем протерозое)

А — сводный разрез; Б: 1 — терминальный рифей (поднятие существовало только в начале эпохи; размыв коры выветривания); 2 — средний и поздний рифей (поднятие существовало только в начале среднего рифея; размыв коры выветривания и позднее неизмененного архейского фундамента); 3 — ранний рифей (размыв коры выветривания). 1 — кварцевые песчаники, правелиты, конгломераты; 2 — аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты; 3 — алевролиты, аргиллиты; 4 — доломиты, известняки; 5 — область сноса; AR — архейский фундамент; PR_3mk — мукунская свита (серия на западном склоне массива); PR_3kt — котуйканская свита; PR_3bl_1 — нижняя толща бильяхской серии; PR_3bl_2 — верхняя толща бильяхской серии; PR_3st — юмастахская свита; PR_3st — старореченская свита

Таким образом, общим свойством обломочного кварца из разновозрастных толщ рифея Анабарского массива является наличие комплекса признаков, характерных для кварца метаморфических пород и связанных с ними гранитов. Эти признаки свойственны так называемому щитовому кварцу по И. М. Симановичу (1976), что хорошо согласуется с приведенными выше палеогеологическими реконструкциями. Вместе с тем, как следует из таблицы, по ряду признаков устанавливаются некоторые различия кварца из разновозрастных пород. Так, кварц из песчаников мукунской свиты отличается присутствием включений силлиманита и распространенностью зерен с линейной и неправильной блочностью. Для кварца из песчаников верхней толщи бильяхской свиты характерно увеличение количества зерен с биотитом и сокращение — с рутилом, наличие значительного числа зерен с мозаичным строением. В обломочном кварце из старореченских песчаников, наоборот, часто встречаются включения рутила при низкой встречаемости включений биотита. Наблюдается некоторое увеличение числа бездефектных зерен.

Типоморфные признаки обломочного кварца

Свита	Включения минералов											
	полевой шпат	биотит	мусковит	амфибол	апатит	циркон	сильманит	рутил	эпидот	графит	рудный	без включений
Мукунская	30	10	—	—	20	—	4	35	1	—	—	60
Билляхская	35	27	—	4	16	1	—	17	—	—	—	42
Старореченская	30	5	1	10	10	—	—	41	1	1	1	52
Сыгынахтахская	9	8	—	3	30	—	8	30	11	—	1	48
Маастахская	12	17	2	6	18	—	—	35	—	—	8	52

Примечание. Признаки, наиболее характерные для следующих генетических групп кварца: «щитового» и молодых гранитоидов (пунктирная рамка); молодых и древних гранитоидов (рамка и пунктир).

Анализ распределения генетических типов кварца из пород разновозрастных толщ (фиг. 2) показывает, что во всех случаях гистограммы, полученные с помощью вероятностных коэффициентов (Симанович, 1976), имеют идентичный вид, свидетельствующий о преобладании «щитового» кварца над кварцем молодых гранитоидов и жильным. При этом для анабарских пород практически не меняется со временем соотношение кварца метаморфических пород и гранитоидов, что может служить указанием на постоянство питающего петрографического комплекса и, следовательно, дает основание предполагать стабильное положение питающей области. Состав включений в кварце (см. таблицу), отвечающих минеральным ассоциациям высокотемпературных фаций метаморфизма, свидетельствует о господстве в области сноса глубокометаморфизованных пород. Это хорошо согласуется с геологическими данными: питающая область — сводовая часть Анабарского массива сложена, как известно, различными гнейсами (в том числе высокоглиноземистыми), амфиболитами, кристаллическими сланцами и тесно связанными с ними гранитами архейского возраста.

Отмеченные выше некоторые различия в составе кварца из разновозрастных свит рифея указывают на то, что в эпохи накопления этих свит в питающей области происходило изменение в соотношении площадей выходов различных по составу архейских пород (в зависимости от глубины эрозионного среза, степени перекрытия пород фундамента фрагментами осадочного чехла и т. п.). Так, в раннерифейское (мукунское) время значительное участие в питании обломочным кварцем принимали высокоглиноземистые гнейсы, а в эпохи накопления базальных пачек верхней толщи билляхской серии (средний рифей) и старореченской свиты (терминальный рифей) большую роль играли породы с амфиболом и биотитом. Такие различия в составе обломочного кварца могут быть использованы в целях местной корреляции и дают возможность применять рассматриваемую методику для реконструкции состава петрографических комплексов, слагавших область питания в различные эпохи осадко-накопления.

Выдержанные горизонты терригенных отложений существенно кварцевого состава в разрезе рифея известны и на Оленекском поднятии. Среди них выделяются сыгынахтахская свита, начинающая разрез нижнего рифея, и базальная пачка маастахской свиты, залегающая в основании крупной трансгрессивной (хорбусуонской) серии терминального рифея.

(встречаемость признаков в %)

Включения минералообразующей среды					Структурные дефекты							Бездефектные зерна
размер		насыщенность			мозаичность		блочность		волнистое угасание			
мелькие	мелькие и крупные	слабая	средняя	высокая	изометрично-полигональная	с нерег. лапчатыми контурами	неправильная	линейная	облачное	фронтальное	прерывистое	
38	62	64	36	—	1	1	26	28	58	3	10	22
16	84	78	22	—	1	14	12	18	32	8	30	24
30	70	66	26	8	1	1	12	12	42	6	10	32
40	60	68	32	—	1	12	38	16	26	12	8	28
48	52	92	8	—	1	10	34	8	30	6	8	48

того» (цифры не обведены рамкой); молодых гранитондов и жильного (цифры в рамке); метаморфических

Обе терригенные толщи изучались нами по рекам Сыгынахтах, Солооли и Улахан-Солооли.

Сыгынахтахская свита сложена кварцевыми конгломератами и ко-сослоистыми песчаниками с глауконитом мощностью от 50 до 100—120 м. Состав ее заметно грубеет в юго-восточном направлении, что указывает на приближение к области сноса: возрастает мощность конгломератов и крупность галек в них, ухудшается их отсортированность и степень окатанности; наряду с господствующими кварцевыми гальками появляются единичные гальки гранатовых плагиогнейсов (р. Сыгынахтах).

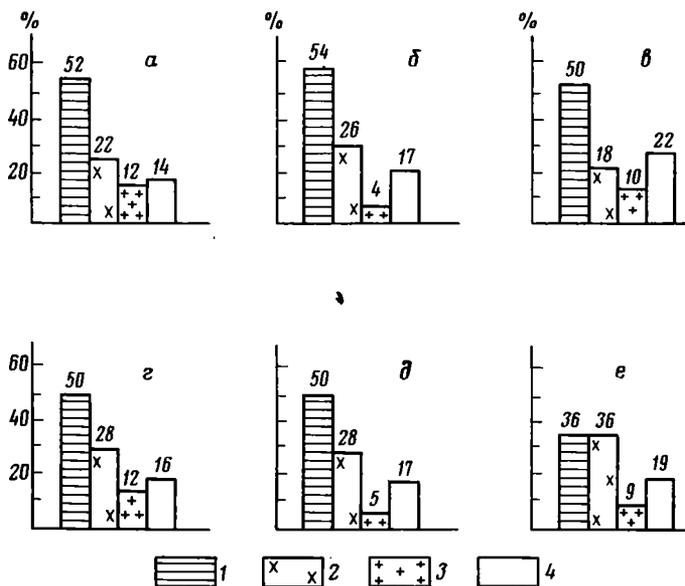
Базальная пачка маастахской свиты имеет меньшую мощность — от 2—3 до 50 м. Она сложена в основном кварцевыми песчаниками с глауконитом и коллофаном. В восточном и юго-восточном направлениях ее гранулометрический состав, как и у сыгынахтахской свиты, резко грубеет (левобережье р. Улахан-Солооли). В средней части разреза появляются аллювиальные фации, в составе которых возрастает примесь полевых шпатов (вплоть до появления прослоев аркозовых разностей песчаников и гравелитов). В том же юго-восточном направлении дренирования маастахской свиты трансгрессивно налегают на все более древние горизонты нижележащих рифейских отложений и в междуречье Солооли и Тас-Экит ложатся на нижнепротерозойский складчатый фундамент с интрузиями габбро и гранитоидов (сам контакт перекрыт пермскими отложениями). Все это говорит о том, что древняя область сноса располагалась, как и в раннерифейское (сыгынахтахское) время, к юго-востоку от Оленекского поднятия, на территории, где в современной структуре расположено Приверхоянский краевой прогиб.

В отличие от Анабарского района здесь на основании прямых наблюдений нельзя судить о составе пород, слагающих ныне глубоко погруженный древний массив, служивший областью сноса. Поэтому для выяснения состава слагающих его пород использована методика изучения обломочного кварца из охарактеризованных терригенных рифейских толщ.

Типоморфные признаки кварца из пород сыгынахтахской и маастахской свит отражены в таблице. Кварц из обеих свит обладает сходными признаками. В обеих свитах эти признаки характеризуют «щитовой» кварц. Из минеральных включений в нем наиболее распространены рутил и апатит, постоянно отмечаются полевые шпаты, биотит и амфибол. Для кварца из сыгынахтахской свиты очень характерна высокая насы-

ценность минеральными включениями, особенно эпидотом, свойственным, подобно рутилу, кварцу древних гранитов, а также силлиманитом. Последний образует массовые скопления игольчатых и тонкопризматических кристалликов, заполняющих почти весь объем вмещающих кварцевых зерен.

Включения минералообразующей среды в кварце из пород рассматриваемых свит содержатся в небольшом количестве и представлены крупными и мелкими выделениями. Из структурных дефектов часто отмечается неправильная, реже линейная блочность и мозаичность с изрезанными лапчатыми контурами.



Фиг. 2. Распределение генетических типов кварца в породах разновозрастных свит

Свиты: а — старореченская; б — бияльская; в — мукунская; г — маастахская (верхняя часть); д — маастахская (нижняя часть); е — сыгынахтахская

Кварц из: 1 — метаморфических пород; 2 — древних (палингенных и метасоматических) гранитов; 3 — молодых (интрузивных) гранитоидов; 4 — жильный

Гистограммы распределения кварца из обеих свит по генетическим типам (см. фиг. 2), построенные с учетом вероятностных оценок всего комплекса типоморфных признаков, показывают явное преобладание «щитового» кварца над кварцем из молодых гранитоидов и жильным.

Таким образом, полученные результаты изучения обломочного кварца указывают на то, что формирование рифейских отложений Оленекского поднятия, как и на склоне Анабарского массива, происходило почти целиком за счет разрушения глубокометаморфизованных пород и связанных с ними древних гранитов. Судя по составу минеральных включений в кварце, эти породы принадлежат к высокотемпературным фациям метаморфизма и имеют скорее всего архейский возраст.

Различия в составе кварца из пород сыгынахтахской и маастахской свит свидетельствует о том, что в питающей области в разные эпохи размывались несколько различные по составу кристаллические породы. Так, в сыгынахтахское время (ранний рифей) большую роль в питании обломочным кварцем играли высокоглиноземистые гнейсы и древние граниты, а в маастахское время (терминальный рифей) — породы, богатые биотитом и амфиболом.

Палеогеологические построения, основанные на изучении обломочного кварца из терригенных рифейских отложений, противоречат, таким образом, распространенным в настоящее время представлениям о преимущественном развитии в фундаменте Приверхоянского краевого прогиба, как и на большей части северо-востока Сибирской платформы, слабометаморфизованных пород нижнепротерозойской экитской серии (Геология СССР, 1971). Напротив, они свидетельствуют о широком развитии в составе фундамента северной части Приверхоянского краевого прогиба кристаллических пород, вероятно, архейского возраста. Нижнепротерозойские породы, обнажающиеся в современной структуре в ядре Оленекского поднятия (реки Солооли, Салабын), развиты, по всей вероятности, локально, в разобщенных узких зонах.

Таким образом, исследование обломочного кварца из терригенных моно- и олигомиктовых отложений существенно дополняет общепринятые литолого-петрографические методы их изучения и позволяет в общих чертах выяснить состав пород в питающих провинциях, в том числе и погруженных в современной структуре. Это свидетельствует об эффективности данной методики для целей палеогеологических реконструкций, особенно в случае развития коррелятивных терригенных толщ зрелого, существенно кварцевого состава.

Кроме того, проведенными исследованиями показано, что как для палеогеологических реконструкций, так и для целей корреляции кварцевых терригенных толщ полезная информация может быть получена не только из анализа гистограмм распределения генетических типов кварца, но и поведения отдельных генетических признаков обломочных зерен этого минерала (например, состав минеральных включений, разновидности структурных дефектов и др.) по разновозрастным свитам и по латерали. Дальнейшее развитие новой методики, по нашему мнению, заключается в комплексном использовании указанных гистограмм и результатов изучения типоморфизма обломочного кварца.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР, т. XVIII, ч. I, кн. 2. М., «Недра», 1971.
* Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород. М., «Наука», 1974.
Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1951, № 4.
Симанович И. М. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
Folk R. L. Petrology of sedimentary rocks. Austin., Hemphill's Book Store, 1961.
Krynine P. D. Microscopic morphology of quartz types. Pan-American Congress Mining and Geological Engineers. Ann. 2-nd Committee, 1946.

ЦНИГРИ,
Москва

Дата поступления
12.IV.1978

УДК 553.982 (571.5)

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПРИРОДА ЕМКОСТИ
ГЛИНИСТО-САПРОПЕЛЕВО-КРЕМНИСТЫХ НЕФТЕНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНЯЯ ЮРА)
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**Б. А. ЛЕБЕДЕВ, Т. В. ДОРОФЕЕВА, С. Г. КРАСНОВ,
Г. В. ЛЕБЕДЕВА, Г. В. ПЕТРОВА**

Статья посвящена характеристике минерального состава и пористости нефтеносной баженовской свиты (верхняя юра). Показано, что пористость и коллекторские свойства этих отложений возрастают на участках, где они залегают в условиях высоких температур.

Баженовская свита верхнеюрского возраста развита в Западно-Сибирской низменности на площади около 1 млн. км², имеет мощность от 10 до 45 м и залегает в нижней части верхнеюрско-нижнемеловой региональной глинистой покрывки, экранирующей регионально-нефтегазоносный юрский комплекс. В последнее время в ней выявлен целый ряд нефтяных месторождений, и большинством прогнозов она признается важнейшим новым объектом поисково-разведочных работ (Зарипов, Нестеров, 1977; Плуман, Запывалов, 1977).

Породы, слагающие свиту, обычно называют битуминозными аргиллитами или даже глинами. Этот неточный термин создает неверное впечатление о том, что глинистые породы могут являться коллекторами промышленных месторождений нефти и газа. В то же время породы баженовской свиты, сильно обогащенные сапропелевым органическим веществом и аутигенным кремнеземом, имеют весьма своеобразные свойства и состав, принципиально отличающие их от нормальных глинистых пород и прямо обуславливающие их нефтеносность. Рассмотрению этой практически важной проблемы посвящена данная работа.

Методика проведенных исследований включает комплекс петрографических, минералогических анализов и определений физических свойств. В 1300 шлифах, изготовленных для каждого образца параллельно и перпендикулярно наслоению, определены структура и микротекстура, а также полуквантитативно все основные минеральные компоненты, в том числе разные карбонатные минералы методом окрашивания ализарином. Рентгеновский анализ на дифрактометрах ДРОН-1 и УРС-50-И выполнен для глинистых фракций <0,001 мм (90 анализов) и для карбонатных минералов (20). Выполнены разнообразные химико-аналитические исследования¹: силикатных анализов — 30, карбонатных — 27, спектральных — 145, люминесцентных (экстракция битумоидов в двух растворителях) — 392, определения C_{орг} — 389. Открытая пористость и плотность определены в 471 воздушно-сухих образцах и только пористость — в 577 образцах, предварительно экстрагированных хлороформом; 326 — керосином, 100 — спиртобензолом и 20 — толуо-

¹ Аналитики Т. З. Вдовина, Е. В. Гарибьян, Л. П. Дергачева, В. М. Тумина.

лом. Для характеристики структуры порового пространства Г. Р. Миркиным по разработанной им методике выполнен расчет объема и размеров пор с помощью сканирующего электронного микроскопа в нескольких препаратах. В большинстве образцов, в которых определена пористость, измерены также смачиваемость в воде, а в некоторых — остаточная водонасыщенность.

Вещественный состав. Внешний вид пород баженовской свиты очень однообразен: все они буровато-черные, тонкоплитчатые или массивные, причем последнее особенно характерно для карбонатных разностей. В то же время под микроскопом удается наметить ряд признаков, качественных и полуколичественных, позволяющих провести типизацию пород. Выделено 10 основных типов: 1) черные, весьма однородные, слабослоистые, недвупреломляющие, бескарбонатные разности с содержанием алевритового материала менее 5%; 2) такие же черные породы, но с большим количеством алевритовых частиц (5—25%), обычно сосредоточенных в микролинзочках; 3) бурые, обычно слоистые безаледритовые (аледритовых зерен <5%) разности с псевдомонокристалльной микротекстурой; 4) такие же бурые породы, но со значительной примесью алевритового материала (5—10%), обычно равномерно рассеянного в породе; 5) серые или буровато-серые разности² с тонкозернистой или чешуйчатой структурой, обычно с малой долей алевритовых частиц; 6) различные породы, в которых содержится более 3% микролинзочек аутигенного кремнезема или остатков радиолярий; 7) различные породы с 3% и более рассеянных мелкокристаллических карбонатов; 8) породы, образующиеся по типу 6 за счет частичного замещения кремневых линзочек или остатков радиолярий карбонатами; 9) различные породы с крупными вкрапленниками доломита, нередко объединяющимися в агрегаты; 10) карбонатные тонкозернистые, мелкозернистые или крупнозернистые породы.

Детальное петрографическое описание керн большого числа скважин Салымского, Красноленинского, Сургутского и других районов показывает, что распределение разных пород по разрезу меняется очень значительно не только на большой территории, но даже в пределах отдельных месторождений, что не позволяет коррелировать выделенные типы пород. В то же время средний состав баженовской свиты сохраняется примерно одинаковым. Такое усредненное соотношение между разными типами пород на примере Салымского месторождения показано в табл. 1.

Большой объем аналитических данных, в особенности химических анализов, делает возможным рассчитать средние количественные концентрации основных компонентов (в %) в каждом из 10 типов пород (табл. 2).

По результатам силикатного и рентгеновского анализов оценено соотношение между глинистыми минералами и тонкодисперсным свободным кремнеземом. Концентрация органического вещества рассчитана по проценту $C_{орг}$. Различные химические анализы использованы для определения количества пирита. Содержание карбонатов и соотношения между кальцитом и доломитом оценены с помощью карбонатного, силикатного, рентгеновского анализов и окрашивания шлифов. Только доли алевритового материала и видимых при увеличениях 150—200 остатков радиолярий и линзочек кремнезема определены в шлифах.

Объединение табл. 1 и 2 позволяет рассчитать средние концентрации разных компонентов в среднем по баженовской свите и, кроме того, для богатых органическим веществом разностей (типы 1 и 2). В графах 1 и 3 табл. 3 даны весовые проценты. Однако нужно учитывать, что удель-

² Породы типа 5 для баженовской свиты не характерны. Они залегают ниже и выше этой свиты и мало отличаются по свойствам от других глинистых пород мезозойского разреза.

Таблица 1

Соотношение (%) различного типа пород баженовской свиты на Салымском месторождении

Типы пород	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
%	18	32,5	11,5	3	Нет	6	11	6	8,5	3,5

Таблица 2

Средние концентрации основных компонентов (%) в различных типах пород баженовской свиты

Компоненты	Типы пород									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Глинистая фракция (< 0,01 мм)	20—40	20—40	40—60	40—60	Близко к 100	30—45	30—50	30—50	20—40	10—30
	30,5	27,5	54,5	50,5		37,5	40	41	32	18
Алевритовая фракция (0,01—0,1 мм)	0—5	5—25	0—5	5—20	0—5	0—20	0—20	0—20	0—10	0—5
	2,5	8	2,5	10		7	5	5	5	1
Кремнезем: а) в виде микрокристаллов и остатков радиолярий;	0—3	0—3	0—3	0—3	Нет	3—30	0—3	0—3	0—3	0—3
	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.		9	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
б) в рассеянном состоянии в основной массе	30—55	30—55	10—30	10—30	>	20—40	20—40	20—40	10—25	2—10
	40,5	37	20	17,5		25,5	23,5	22,5	16	4
Карбонаты: а) доломит;	0—15	0—15	0—15	0—15	>	0—15	10—25	10—25	15—50	40—80
	5	5	6,5	6		5,5	12,5	13,5	26,5	52
б) кальцит	0—10	0—10	0—10	0—10	Обычно < 5	0—10	0—15	0—15	0—15	0—70
	2,5	2,5	3,5	3		2,5	6	6	7,5	40
Органическое вещество	9—18	9—18	5—9	5—9	Обычно < 2	5—14	5—13	5—13	4—16	3—10
	12,5	13,5	7	7		8	7	7	7,5	55
Пирит	4—10	4—10	4—10	4—10	Обычно < 1	4—10	4—10	4—10	4—10	4—10
	6,5	6,5	6	6		5	6	6	5,5	5

Примечание. В числителе — крайние пределы значений; в знаменателе — средневзвешенные.

ный вес разных компонентов меняется в очень широких пределах. Поэтому целесообразно подсчитать также их объемные проценты (графы 2 и 4 табл. 3), что, с одной стороны, делает возможным более точно дать название породы, а с другой — правильное оценить влияние состава на рассматриваемую ниже структуру порового пространства.

Таблицы 3 и 1 показывают, что лишь в относительно бедных органическим веществом разностях пород баженовской свиты доля глинистого материала достаточна для того, чтобы называть их аргиллитами (типы 3, 4, 7, 8). Однако лучше этим термином не пользоваться совсем, а перечислять в названии основных компоненты. Если придерживаться в на-

Таблица 3

Средние концентрации основных компонентов в породах баженовской свиты (в среднем) и обогащенных органическим веществом

Компоненты	Баженовская свита		Породы типов 1 и 2	
	по весу	по объему	по весу	по объему
Глинистая фракция	35	29,5	28,5	22,5
Алевритовая фракция	5,5	5	6	5
Аутигенный кремнезем	30	29,5	38,5	36
Доломит	9,5	7,5	5	4
Кальцит	4	3,5	2,5	2
Пирит	6	2,5	6,5	3
Органическое вещество	10	22,5	13	28

званиях правила, что слева направо процент компонента растет, то породы типов 1 и 2 следует именовать глинисто-сапропелево-кремнистыми, а в среднем баженовскую свиту — карбонатно-сапропелево-глинисто-кремнистой.

Еще более неточен термин «глина» (Зарипов, Нестеров, 1977). Здесь сочетаются две ошибки, первая из которых такая же, как у термина «аргиллит», а вторая связана с физическим состоянием пород. Дело в том, что любые породы баженовской свиты не размокают в воде без предварительной обработки органическими растворителями. Обработка же эта разрушает существующие в породе связи, и итоговые физические свойства не могут быть основанием для наименования пород.

Из приведенной характеристики состава пород баженовской свиты следует важный вывод о том, что аллотигенные компоненты в богатых органическим веществом разностях пород составляют незначительную часть. Сумма глинистой и алевритовой фракций в породах типов 1 и 2 равна 27,5 об.%, тогда как аутигенных минералов более чем в 2,5 раза больше. Этот вывод особенно четко показывает специфику рассматриваемых отложений и перекликается с близкими выводами С. В. Максимова (1970) по доманиковым отложениям Русской платформы.

Своеобразие состава пород следует из данных спектрального анализа (табл. 4). Химические элементы разделены на группы и подгруппы, чтобы четче продемонстрировать отличие пород баженовской свиты от нормальных сероцветных отложений.

I группа. Элементы, содержание которых в породах баженовской свиты выше, чем в нормальных глинистых породах.

Подгруппа 1. Содержание элементов растет с увеличением концентрации органического вещества: V, Ni, Mo, Cu, Zn.

Подгруппа 2. Содержание элементов меняется мало, но несколько увеличивается в сильно карбонатных разностях: Ba, Co.

II группа. Элементы, содержание которых в породах баженовской свиты ниже, чем в нормальных глинистых породах.

Подгруппа 1. Содержание элементов уменьшается с ростом концентрации органического вещества и растет при увеличении карбонатности: Mn, Sr.

Подгруппа 2. Содержание элементов уменьшается только с ростом органического вещества: Ti, Zr, Ga, Be.

III группа. Элементы, содержание которых в породах баженовской свиты не отличается от нормальных глинистых пород: Pb, Sg.

Постдиагенетические изменения. Типичная баженовская свита, к которой следует относить разрезы со средним содержанием $C_{орг}$ в породах более 7%, в основном залегает на глубинах 2—3 км. Это создает определенные трудности при исследованиях стадийных изменений пород, поскольку отсутствие аналогичных отложений на малых глубинах оставляет открытыми вопросы о том, на каких глубинах происходит резкое уменьшение порового пространства, а также различные минералогические изменения. Можно не сомневаться, например, что значительная часть карбонатов образована не только в седиментационно-диагенетическую стадию, но и в ходе раннеэпигенетических процессов. Однако сходство морфологии карбонатных выделений не позволяет провести соответствующую диагностику. Кремнезем, видимо, не новообразуется, а только перераспределяется при постдиагенетических изменениях. Состав органического вещества претерпевает очень значительные преобразования, но в данной работе они не рассматриваются.

Наиболее важным минералогическим процессом является гидрослюдизация монтмориллонита через фазу смешанослойных образований. Процент набухающей фазы последних сопоставлен нами с пластовой температурой (фиг. 1). Правда, здесь малые температуры (20—80°С) взяты для пород не баженовской свиты, а ее возрастного аналога, обед-

Таблица 4

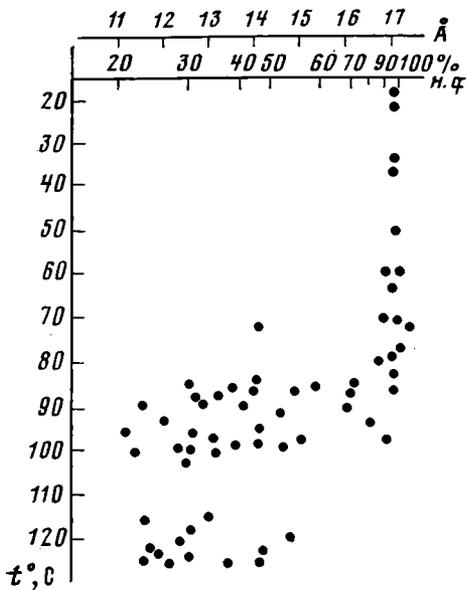
Распределение малых химических элементов в породах баженовской свиты, %

Группы элементов		I						
Подгруппы		1				2		
Элементы		V	Ni	Mo	Cu	Zn	Ba	Co
Типы пород и количество анализов	1—2 (51 анализ)	0,038 (0,018—0,070)	0,030 (0,014—0,055)	0,014 (0,002—0,025)	0,0092 (0,0063—0,016)	0,08 (следы—0,1)	0,20 (0,04—0,44)	0,0020 (0,0012—0,0030)
	3—4 (32 анализа)	0,029 (0,018—0,040)	0,017 (0,008—0,036)	0,0080 (0,0007—0,025)	0,0075 (0,0036—0,010)	0,05 (следы—0,1)	0,26 (0,08—0,42)	0,0021 (0,0014—0,0025)
	5 (14 анализов)	0,023 (0,014—0,036)	0,019 (0,006—0,032)	0,0031 (0,0008—0,008)	0,0056 (0,0038—0,009)	0,041 (0,03—0,05)	0,22 (0,07—0,34)	0,0022 (0,0014—0,0050)
	6 (21 анализ)	0,028 (0,006—0,044)	0,016 (0,008—0,026)	0,0065 (0,0003—0,050)	0,0079 (0,0044—0,016)	0,039 (следы—0,1)	0,25 (0,06—0,34)	0,0023 (0,0014—0,0046)
	7—8 (17 анализов)	0,036 (0,016—0,060)	0,023 (0,008—0,060)	0,012 (0,0003—0,026)	0,0084 (0,004—0,016)	0,08 (следы—0,1)	0,22 (0,08—0,36)	0,0025 (0,0014—0,0046)
	9 (4 анализа)	0,017 (0,016—0,020)	0,013 (0,009—0,016)	0,0020 (0,0004—0,0042)	0,0062 (0,0046—0,0073)	0,03 (до 0,04)	0,23 (0,15—0,30)	0,0016 (0,0010—0,0026)
	10 (6 анализов)	0,022 (0,010—0,030)	0,012 (0,008—0,018)	0,0021 (0,0011—0,0040)	0,0062 (0,004—0,010)	Ниже чувств.	0,27 (0,22—0,38)	0,0019 (0,0010—0,020)
	По баженовской свите (145 анализов)	0,032	0,024	0,011	0,0085	0,061	0,23	0,0023
	По сероцветным глинистым породам Западной Сибири (по Лебедеву, 1969)	0,010	0,0043	Ниже чувств.	0,0043	Ниже чувств.	0,040	0,0014

Таблица 4 (продолжение)

Группы элементов		II					III		
Подгруппы		1		2					
Элементы		Mn	Sr	Ti	Zr	Ga·10 ⁴	Be·10 ⁴	Pb	Cr
Типы пород и количество анализов	1—2 (51 анализ)	0,020 (0,004—0,080)	0,023 (0,010—0,070)	0,22 (0,08—0,32)	0,011 (0,004—0,018)	3,2 (следы—16)	1,1 (следы—4,0)	0,0014 (следы—0,0028)	0,0069 (0,0034—0,015)
	3—4 (32 анализа)	0,025 (0,012—0,040)	0,034 (0,011—0,080)	0,28 (0,14—0,44)	0,013 (0,007—0,019)	5,0 (следы—11)	1,5 (следы—4,0)	0,0014 (следы—0,0032)	0,0095 (0,0036—0,018)
	5 (14 анализов)	0,050 (0,024—0,080)	0,055 (0,030—0,090)	0,32 (0,26—0,40)	0,018 (0,012—0,026)	10,3 (3—16)	2,0 (0,9—3,0)	0,0020 (0,0010—0,0032)	0,0087 (0,0055—0,015)
	6 (21 анализ)	0,027 (0,014—0,065)	0,023 (0,008—0,070)	0,25 (0,14—0,34)	0,011 (0,006—0,014)	5,0 (следы—14)	1,5 (0,6—4,0)	0,0016 (следы—0,0026)	0,0089 (0,0034—0,016)
	7—8 (17 анализов)	0,037 (0,012—0,060)	0,046 (0,016—0,10)	0,28 (0,13—0,40)	0,015 (0,005—0,025)	6,6 (следы—16)	1,6 (0,6—5,0)	0,0015 (следы—0,0040)	0,0090 (0,0044—0,016)
	9 (4 анализа)	0,050 (0,042—0,1)	0,038 (0,020—0,055)	0,19 (0,07—0,30)	0,008 (0,004—0,012)	3,5 (следы—9)	0,9 (0,6—1,8)	0,0012 (0,0002—0,0022)	0,0070 (0,0040—0,010)
	10 (6 анализов)	0,1 (0,014—0,1)	0,045 (0,028—0,080)	0,21 (0,03—0,34)	0,012 (0,05—0,018)	5,6 (следы—10)	2,0 (0,6—5,0)	0,0016 (следы—0,0023)	0,0090 (0,002—0,012)
	По баженовской свите (145 анализов)	0,030	0,028	0,24	0,012	4,4	1,4	0,0016	0,0079
	По сероцветным глини- стым породам Западной Сибири (по Лебедеву, 1969)	0,050	0,035	0,40	0,019	14	1,7	0,0017	0,0075

Примечание. В скобках указаны крайние пределы значений.

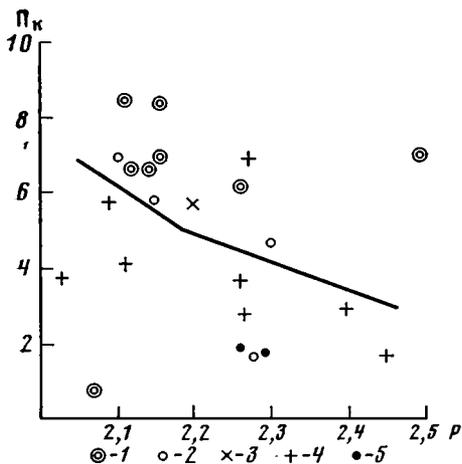


Фиг. 1

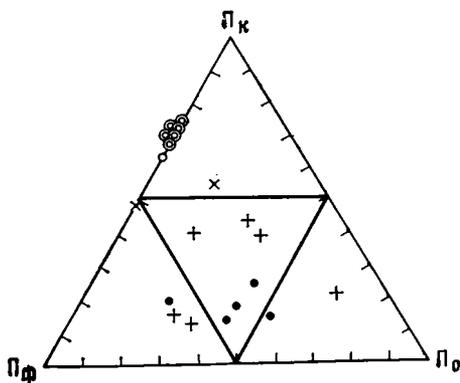
Фиг. 1. Зависимость процента набухающей фазы (н.ф.) в смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералах от пластовой температуры 11—17 Å — d/n базального рефлекса после обработки препарата этиленгликолем

Фиг. 2. Соотношение между открытой пористостью пород без предварительной экстракции (Π_k) и их плотностью (P) в зависимости от дебитов скважин (в т/сутки)
1 — более 30, 2 — 10—30, 3 — 3—10, 4 — менее 3, 5 — «сухие»

Фиг. 3. Соотношение между разными типами открытой пористости в зависимости от дебитов скважин. Усл. обозн. см. фиг. 2



Фиг. 2



Фиг. 3

ненного органическим веществом, — тутлеймской свиты. Однако эти данные лишь подчеркивают снижение доли набухающих пакетов в смешанослойных глинистых минералах начиная с температур 90—100°С. Кстати, это снижение приурочено в баженовской свите к наиболее высоким температурам из всех мезозойских толщ Западной Сибири. В различных сероцветных глинистых породах температура основного этапа гидрослюдизации укладывается в 50—90°С (Влияние эпигенетических процессов..., 1976), тогда как в баженовской свите этот этап не заканчивается и при 120—130°С. Вероятно, это связано с высоким содержанием органического вещества и низким — калийсодержащих минералов, тормозящими гидрослюдизацию (Лебедева, Лебедев, 1974).

Итак, гидрослюдизация монтмориллонита в баженовской свите начинается при температурах 90—100°С и нарастает с их увеличением. Именно к этим температурам (более 100°С) приурочены и почти все от-

крытые в баженовской свите Западной Сибири месторождения нефти. Такое совпадение не может быть случайным и приводит к заключению, что минералогические изменения глинистой фракции существенно влияют на физические свойства пород, с которыми связано формирование нефтяных залежей.

Общая характеристика физических свойств. Открытая пористость пород определена разными методами, но наиболее информативными оказались две величины: пористость, измеренная без предварительной экстракции простым насыщением керосином (Π_k), и пористость, измеренная после экстракции хлороформом (Π_x). В предыдущей работе (Влияние эпигенетических процессов..., 1976) установлено, что на фоне обычных сероцветных пород баженовская свита характеризуется крайне низкими значениями Π_k . На большей территории Широкого Приобья, Томской области и ряда других районов Π_k пород баженовской свиты составляет 0,5—3,0%, тогда как пределы колебаний этой величины в сероцветных глинистых породах тех же глубин (2,2—2,8 км) составляет 5—10%. Это связано с особой структурой порового пространства пород баженовской свиты, обуславливающей преобладание закрытых пор над открытыми.

Величина Π_x несравненно выше и прямо пропорциональна содержанию $C_{орг}$ (С). Экстракция хлороформом битумоидов приводит к разрушению органо-минеральных комплексов и превращению закрытых пор в открытые. Поскольку органическое вещество имеет значительно меньший удельный вес по сравнению с минеральными компонентами, с увеличением С уменьшается плотность пород P . Тесные связи между тремя перечисленными параметрами позволяют составить обобщенные формулы:

$$\Pi_x = 1,25C; P = -0,06\Pi_x + 2,7; P = -0,075C + 2,7.$$

Эти формулы широко использованы в тех случаях, когда есть аналитические данные по одной из этих величин, а для расчетов требуются две другие.

Предложенные зависимости подтверждаются расчетами, которые можно выполнить, исходя из вещественного состава. Так, если взять средний состав пород типов 1 и 2 (табл. 3, графа 4), умножить объемный процент каждого компонента на его удельный вес и учесть среднюю Π_x , то получается P , равная 1,95 г/см³. Если же подставить в третью из предложенных формул среднее С этих же пород (~10%), то также получится $P = 1,95$ г/см³. Аналогичные расчеты легко выполнить и для пород типов 3, 4, 6, 7, 8. Естественно, что формулы не пригодны для сильно карбонатных пород, поскольку в них С такое же, как в породах типов 3 и 4, а удельный вес скелета выше, и аналитическая плотность выше на 0,2—0,3 г/см³. Также выпадают из зависимости образцы с аномально-высоким содержанием пирита.

Низкая пластичность пород баженовской свиты определяет их высокую способность к растрескиванию. Преимущественно распространены трещины, параллельные наслоению, плотность которых (T) колеблется от 50 до 200, в среднем 100 т/м, тогда как секущие трещины встречаются гораздо реже: $T = 15—45$, в среднем 30 т/м. Очень характерно, что минерализованных трещин почти нет. Это, видимо, связано с еще одной специфической чертой пород баженовской свиты: полным отсутствием пластовой воды. На нефтяных залежах ни в одной из скважин не получено достоверных притоков воды. Граница контура залежи определяется по смене скважин, дающих притоки нефти, «сухими» скважинами. Отсутствие воды в открытых порах и трещинах препятствует минералообразованию, и поэтому подавляющая масса трещин не залечена.

С гидрофобностью пород связано отсутствие воды в сообщающихся открытых порах. Это свойство определено по краевому углу смачивания,

который для парафинированных образцов обычно составляет 160—180°, реже падая до 90—110°.

Природа емкости пород-коллекторов нефти. Чтобы показать существо проблемы, стоящей перед исследованием коллекторских свойств, необходимо вкратце рассмотреть факторы, контролирующие размещение нефтяных залежей и в баженовской свите. Среди этих факторов выделяются три главных. Первый — содержание органического вещества. Притоки нефти, как правило, ограничиваются площадями, где среднее C не ниже 7%. Это, видимо, связано с описанной выше спецификой свойств пород, которая достигается только при некоторых минимальных концентрациях органического вещества кремнезема и др. Поскольку территория, на которой развиты подобные породы, превышает 0,5 млн. км², прогнозное значение этого фактора невелико.

Влияние второго фактора — контроля нефтеносности пликвативными структурами — относительно слабое: на хорошо изученном Салымском месторождении многие продуктивные скважины находятся уже за контуром локального поднятия, хотя в целом наиболее высокодебитные скважины приурочены к гипсометрическим повышенным участкам.

Третий и ведущий фактор — пластовая температура. Притоки нефти получены только на тех площадях, где температура (измеренная или рассчитанная, если непосредственные замеры по баженовской свите невозможны) достигает 95—100°С, и при последующем повышении температуры дебиты растут. На выявленных крупных месторождениях температуры являются максимальными из зафиксированных в баженовской свите: 120—130°С. Отсюда следует, что увеличение температуры играет ведущую роль в тех изменениях пород, благодаря которым они приобретают коллекторские свойства, обеспечивающие притоки нефти до сотен тонн в сутки.

Необычность коллектора является причиной споров о его природе (Гуари, Гуари, 1974; Прозорович и др., 1973). Одни авторы склоняются к выводу о главенствующей роли трещиноватости в общей емкости коллектора. Другие, напротив, считают, что значение трещин мало, а основную емкость обеспечивают рыхлые разности пород, которые разрушаются при бурении и не поднимаются при отборе кернa. Мы считаем правильной третью точку зрения: емкостью породы являются очень мелкие поры (первые микроны и доли микрона), хорошо видимые в сканирующем электронном микроскопе, и — в незначительной степени — крупные поры выщелачивания (десятки — сотни микрон), различимые в нормальных шлифах, а трещины увеличивают проницаемость пород за счет улучшения сообщаемости этих пор.

Для доказательства этого положения следует сопоставить величины пористости пород из разрезов скважин с различными притоками. Естественно, что этого нельзя сделать, пользуясь значениями P_k , поскольку они зависят только от содержаний органического вещества и не зависят от физического состояния пород. Принципиально иначе обстоит дело с P_k . Ее величины не зависят ни от C , ни от P . Даже в богатых органическим веществом породах P_k колеблется от десятых долей процента до 7—11% и сильно меняется от района к району и от скважины к скважине. Высокие значения P_k наблюдаются только на Салымском и Верхнесалымском месторождениях, тогда как по Ем-Еговскому, Сосново-Мысскому, Пальяновскому, Студеному, Горшковскому, Мултановскому, Верхнешапшинскому, Малобалыкскому, Покачевскому и другим поднятиям из более чем 100 определений ни одно не выше 3,5%, а 85% значений ниже 2%. Эта зависимость уверенно показывает связь между дебитами скважин и величинами P_k .

На фиг. 2 эта связь прослежена в пределах Салымского месторождения. Проведенная на графике линия четко отделяет скважины с дебитами более 3 т/сутки от скважин с более низкими дебитами. Выше этой ли-

Средние значения разных типов пористости пород
баженовской свиты на Салымском месторождении

Площадь, скважина	П _х	П _к	П _ф	П _о	Число образцов	Дебит, т/сутки
	%					
Салымская 68	10,2	6,6	3,2	0?	4	>30
» 10	8,3	6,2	2,8	0?	7	>30
» 64	10,1	6,7—	3,0	0?	2	>30
» 46	10,2	7,0	3,1	0?	4	>30
» 32	9,2	7,4	2,6	0?	21	>30
» 14	10,5	6,9	3,3	0?	2	10—30
» 44	7,4	5,9	2,6	0?	2	10—30
» 60	10,7	5,7	3,0	2,0	2	3—10
Верхнесалымская 17	12,1	6,2	6,4	0?	10	3—10
Салымская 51	10,7	4,1	2,5	4,1	9	>3
» 38	7,6	3,1	3,0	1,5	4	>3
Западно-Салымская 58	10,1	4,5	2,4	3,2	12	>3
Мултановская 3	9,8	0,3	1,9	7,6	10	>3
Сосново-Мысская 71	8,7	1,2	5,2	2,3	6	>3
Студеная 1	10,0	1,1	5,1	3,8	9	>3
Салымская 79	9,7	1,9	5,7	2,1	4	«Сухая»
» 69	11,6	1,6	4,1	5,9	2	»
Малобалыкская 21	8,7	1,1	4,0	3,6	6	»
Горшковская 3	11,2	2,8	3,8	4,6	2	»
Ем-Еговская 15	7,0	1,8	3,4	1,8	9	»
Студеная 4	9,2	1,5	3,9	3,8	2	»

нии намечается еще некоторое увеличение притоков с ростом P_k . Дебиты скважин сопоставлены не только с P_k , но и с P , поскольку возрастание P (или, что то же, снижение C) уменьшает величины P_k , разделяющие высокодебитные и низкодебитные скважины. Из 23 включенных в рассмотрение скважин только 3 выпадают из зависимости, причем все они плохо охарактеризованы керном.

Интересно подчеркнуть, что, судя по этому графику, породы баженовской свиты обеспечивают высокие притоки нефти в скважину уже при $P_k=4-6\%$. В то же время нижележащие юрские песчаники становятся практически непроницаемыми при $P_k=10-12\%$. Это рельефно показывает как роль трещин в фильтрационных свойствах пород, так и принципиальное отличие коллекторских характеристик баженовских отложений от обычных гидрофильных терригенных образований.

В целом P_k меняется в значительных пределах и составляет разную долю от суммарной открытой пористости, определяемой величиной P_x . Ясно, что $P_x - P_k$ тем меньше, чем выше продуктивность скважины. Чему же соответствует эта разность, и какой флюид занимает эти поры? P_k на момент анализа не заполнена флюидом. При определении P_x производится экстракция хлороформом, причем измеряется вес этого экстракта. Нетрудно, зная удельные веса экстракта и скелета породы, рассчитать объем пор, занимаемый экстрагированным флюидом (P_f). Во многих образцах разность $P_x - P_k - P_f$ велика и составляет до 30—40% и более от P_x . Эту «остаточную» пористость назовем P_o . В табл. 5 приведены средние значения всех перечисленных параметров, а также дебиты скважин Салымского месторождения и смежных районов.

Из табл. 5 следует, что для скважин с дебитами более 3 т/сутки $P_x = P_k + P_f$. Разумеется, точное совпадение невозможно, поскольку все три величины определяются разными методами, а отдельные ошибки измерения дают суммарную ошибку, составляющую около 10% от P_x . Поэтому в графе P_o нулевые значения поставлены под вопросом. Для низкодебитных и «сухих» скважин P_o всегда высокая и колеблется от 2 до 5, изредка до 8%. Для наглядности относительная доля каждого

Относительная доля разных типов пористости в % от суммы $P_k + P_\phi + P_o$

Дебит, т/сутки	P_k	P_ϕ	P_o	Число скважин	Число образцов
>30	70	30	0	5	38
10—30	66	34	0	2	4
3—10	51	39	10	2	12
<3	25	36	39	6	50
«Сухие»	17	43	40	5	25

типа пористости в процентах от суммы $P_k + P_\phi + P_o$ показана на треугольной диаграмме фиг. 3 и как итог — в табл. 6.

Главное, что фиксируется в табл. 5 и 6 и на фиг. 3, это сильный рост P_k от «сухих» скважин к высокодебитным, с резким скачком на дебите 3 т/сутки. Поскольку P_k сохраняется примерно одинаковой, а P_ϕ , хотя и падает с увеличением P_k , но незначительно, то ясно, что процесс преобразования поровой структуры в ходе стадийных изменений пород — это замена P_o на P_k .

Из методов анализа и данных электронной микроскопии следует, что P_k представляет собой систему наиболее крупных сообщающихся пор, в основном ориентированных параллельно слоистости. P_ϕ — величина условная, так как экстрагируемый хлороформом битумоид есть лишь фракция органических соединений, сложно распределенных в породе. P_o — наиболее сложная величина. Она получается в результате хлороформной экстракции, когда этот растворитель, отрывая от системы органиано-минеральных соединений определенную фракцию, разрушает их структуру и, таким образом, выделяет в свободное состояние флюиды, размещенные в самых мелких и плохо сообщающихся порах. В этих порах, видимо, в основном заключена остаточная вода и какие-либо газообразные компоненты. К сожалению, данных по содержанию остаточной воды очень мало. Можно лишь заключить, что образцы из высокодебитной скв. 32 Салымского месторождения содержат лишь первые проценты до 10% остаточной воды. Определения же этой величины в керне «сухих» скважин пока не проведены.

По-видимому, преобразование структуры порового пространства в природных условиях в какой-то мере аналогично воздействию на породы хлороформа. Повышение температуры до 110—130°С приводит к разрушению органиано-минеральных соединений, в том числе за счет гидрослюдизации монтмориллонита, что обеспечивает образование довольно крупных сообщающихся пор, обуславливающих высокие значения P_k . Гидрофобность пород имеет следствием постепенное вытеснение поровой воды легкими углеводородами и формирование нефтяных залежей.

ВЫВОДЫ

1. Отложения баженовской свиты Западной Сибири, в которых выявлена промышленная нефтеносность и которые являются важнейшим новым объектом поисково-разведочных работ, относятся преимущественно к глинисто-сапропелево-кремнистым породам. Аллотигенные компоненты, представленные глинистой и обломочной фракциями, составляют в типичных разностях пород менее 30 об.%, тогда как резко преобладают аутигенные минералы, в первую очередь кремнезем и органическое вещество.

2. Состав определяет специфические свойства пород: низкую плотность в сочетании с низкой же открытой пористостью, высокую способность к растрескиванию и гидрофобность.

3. В районах, где баженовская свита залегает в условиях высоких температур, породы претерпевают сильные стадийные изменения, приводящие к кардинальному преобразованию структуры их порового пространства и возрастанию открытой пористости, что вместе с гидрофобностью обеспечивает заполнение пор углеводородами и формирование нефтяных залежей.

4. Коллектор относится к трещинно-поровому типу, причем основной емкостью являются поры размером в первые микроны или доли микрона, а проницаемость обусловлена главным образом трещиноватостью.

ЛИТЕРАТУРА

- Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др.— Тр. ВНИГРИ, 1976, вып. 361.
- Гурари Ф. Г., Гурари И. Ф. Формирование залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири.— Геол. нефти и газа, 1974, № 5.
- Зарипов О. Г., Нестеров И. И. Закономерности размещения коллекторов в глинистых отложениях баженовской свиты и ее возрастных аналогов в Западной Сибири.— Сов. геология, 1977, № 3.
- Лебедев Б. А. Распределение малых химических элементов в юрских и нижнемеловых отложениях северо-запада Западно-Сибирской низменности.— Геохим. сб. ВНИГРИ, 1969, № 10.
- Лебедева Г. В., Лебедев Б. А. Факторы, влияющие на эпигенетическую гидрослюдизацию монтмориллонита в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Нефтегазоносность Западной Сибири. Л., 1974.
- Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М., «Наука», 1970.
- Плуман И. П., Запивалов Н. П. Условия образования битуминозных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9.
- Прозорович Г. Э. и др. Минеральные новообразования в нефтесодержащих глинах волжского яруса Салымского месторождения (Западная Сибирь). Докл. АН СССР, 1973, № 4.

ВНИГРИ,
Ленинград

Дата поступления
11.IV.1978

О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОИСКОВ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ, А. В. ДОЛОВО-ДОБРОВОЛЬСКИЙ

В качестве одного из поисковых направлений с целью обнаружения конседиментационных структур, с которыми могут быть связаны наибольшие мощности каменной соли и возможности отложения калийных солей в кембрийских соленосных толщах Восточной Сибири, рекомендуется дешифрирование космических снимков для выявления слабо еще изученных структур платформенного чехла и рельефа кристаллического фундамента, отвечающих особенностям его блоковой тектоники. В перспективных участках областей развития наибольших мощностей соляных толщ, намеченных в результате дешифрирования космических снимков, целесообразно дальнейшее изучение свойств и генезиса солепроявлений, в первую очередь по соляным источникам. Сочетание выводов из обоих направлений должно приводить к решению вопроса о целесообразности постановки поискового бурения с целью обнаружения калийных солей.

Поиски калийных солей в кембрийских отложениях Восточной Сибири находятся в тесной связи с условиями формирования соленосных отложений на огромной площади порядка 2 млн. км², т. е. около 10% поверхности СССР. Главная особенность строения соленосных толщ заключается в обычной перемежаемости пластов и слоев каменной соли различной мощности (от сантиметров и нескольких метров до десятков метров) с ангидритовыми, доломит-ангидритовыми, доломитовыми породами и известняками, причем несоляные породы обычно доминируют по мощности над солями.

При такой обстановке седиментации не могли создаваться условия для благоприятного повсеместного отложения сколько-нибудь заметных скоплений калийных образований в хлоридном (так называемом бессульфатном) кембрийском солеродном бассейне в виде сильвина или карналлита. Менялись сравнительно часто (в геологическом понимании) физико-химические условия накопления пород соленосных толщ, не отлагались мощные (в сотни метров) толщи каменной соли, с которыми могли бы быть связаны наиболее вероятные перспективы осаждения пластов калийных солей.

Таков путь седиментационного возникновения калийных образований в некоторых материнских пластах каменной соли кембрийского солеродного бассейна. Однако этот путь не единственный.

Как известно, кембрийские соленосные отложения местами (но не везде!) содержат хлоркальциевые рассолы с концентрацией солей до 500 г/л и более. Располагаются они иногда в приконтактных зонах каменной соли с ангидрит-магнезитовыми образованиями. Создавались условия для протекания природных реакций между вмещающими ангидритами, магнезиальными карбонатами и соляными рассолами. Последние обогащались, в частности, кальцием, магнием, калием, бромом и другими компонентами. Мощность таких зон хлоркальциевых рассо-

лов различна. Из собственной практики можно привести в разрезе Половининской скважины (Яржемский, 1938) на глубине от 790 до 827 м зону засоленных «ангидритовых рухляков» мощностью около 35 м. Эта зона заполнена концентрированными рассолами. Химический анализ показал содержание в этих рассолах хлористого кальция 25, хлористого магния 8,1 и хлористого калия 3,2% (остальное — хлористый натрий).

В более поздние (60-е) годы, когда в пределах кембрийских соленосных пород было начато бурение с целью поисков калийных солей, во ВНИИГалургии была доставлена плотно запечатанная бутылка с хлоркальциевым рассолом из окрестностей ст. Тыреть. На дне бутылки выпала масса мелких кристалликов, оказавшихся карналлитом. Имеются указания на то, что при вскрытии буровыми скважинами хлоркальциевые рассолы иногда имели напорный характер и по обсадным трубам изливались с глубин порядка свыше 1000 м на дневную поверхность. Однако достаточно было только некоторого охлаждения этих рассолов и понижения давления, как обсадные трубы забивались карналлитом, а излив рассолов быстро прекращался.

Эти факты теперь общезвестны и приводятся лишь для напоминания о калиенности хлоркальциевых рассолов соленосных толщ кембрия. Отсюда же находят полное объяснение неоднократные находки в керновых материалах карналлита по трещинам ангидритовых, ангидрит-доломитовых и доломитовых пород. Как видно, эти калиепроявления в кембрийских соленосных толщах являются послеседиментационными, генетически связанными с общим комплексом процессов формирования высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов.

Особо следует отметить самый факт обнаружения высоких концентраций хлористого калия и магния в хлоркальциевых рассолах кембрийских соленосных толщ Восточной Сибири. Здесь мы получаем второй генетический путь галогенного образования калиевых солей.

Первый — седиментационный путь формирования калийных образований в бессульфатных солеродных бассейнах — нам хорошо известен. Здесь в конце садки каменной соли при дальнейшем увеличении концентрации рапы могут создаваться условия для выпадения сначала сильвина, а затем и карналлита в виде сильвинитов и карналлитовых пород. И те и другие обычно носят основные черты своего осадочного происхождения: зернистые структуры нередко с зонально-кристаллическим первичным их строением, характерная для них мясо-красная окраска, более или менее отчетливые текстурные (главным образом слоистые) характеристики, определенная последовательность седиментации при обычном чередовании пластов, слоев, прослоев сильвинитов и карналлитовых пород с пластами, слоями, прослоями каменной соли, галопелитовых пород.

При возникновении калийных проявлений в хлоркальциевых рассолах послеседиментационного характера первым из минералов должен выпадать не сильвин (как при седиментации), а карналлит, в связи с высоким содержанием в хлоркальциевых рассолах хлористого магния. Слоистые текстуры здесь не могут быть характерными, а перемежаемости карналлита со слоями каменной соли не могут наблюдаться. Наиболее проявленными должны быть различного вида брекчиевидные текстуры, при которых карналлит может заполнять в виде частых волокнистых образований промежутки между зернами галита во вмещающей хлоркальциевые рассолы каменной соли, выполнять трещины в ней и в ангидритовых и доломитовых породах.

Ресурсы калия седиментационных калийных месторождений могут быть весьма большими и обладать крупными промышленными запасами. О ресурсах калия в кембрийских хлоркальциевых рассолах пока нет достоверных сведений.

В последнее время стало известно о весьма перспективной калиеносности в пределах Нижнетунгуско-Ленского региона, приуроченной к рекам Непе, Нижней Тунгуске с их притоками и с восточным продолжением, тяготеющим к левым притокам Лены. Этот регион интенсивных солепроявлений впервые был освещен исследованиями И. С. Шарапова (1938). В его работе приведено детальное геолого-стратиграфическое описание района, его тектонические структуры, результаты обследования многочисленных соляных источников и химические анализы их вод. В результате этого изучения И. С. Шарапов дал заключение, что «... тектонические структуры верхнего течения р. Нижней Тунгуски и нижнего течения р. Непы представлены рядом плоских, широких или узких синклиналей, в которых породы смяты в мелкие, но резко выраженные складки, и рядом узких укороченных антиклиналей или брахискладок, иногда следующих одна за другой по линии простирания. Залегание слоев в этих складках обычно крутое, иногда с надвиговыми явлениями. Необходимо отметить, что почти во всех представленных случаях в осевых частях антиклинальных складок выходят соляные источники» (Шарапов, 1938, стр. 33). Содержание калия в рассолах, по его данным колеблется от 0,069 до 0,486 г/кг при высоких содержаниях магния и брома.

В 1976 г. в Непско-Гаженском районе Сибирской платформы, в скважинах 124 (Верхне-Чонская площадь) и 144 (Даниловская площадь), радиометрическими исследованиями была установлена аномальная зона, обусловленная наличием калия. В марте 1977 г. в скв. 124 был пробурен второй ствол и отобран керн в интервале аномальной зоны, представленный галит-карналлитовыми породами. Залежь калийных солей приурочена к нижнеангарской свите и залегает на глубине 596—634 м, мощность залежи 38 м. Содержание карналлита в отдельных пластах мощностью до 3—5 м достигает 50—60%. В нижней части залежи в интервале глубин 628,5—633 м отмечается повышенное количество сильвина (до 6—9%). Первые геохимические данные свидетельствуют о седиментационном происхождении калийных солей. По геофизическим материалам, мощность калиеносного горизонта, по данным находящейся в бурении скв. 109, достигает 60 м. «Интенсивность гамма-аномалии в скв. 109 в 3—4 раза выше, чем в скв. 124, что указывает на более высокое содержание здесь калия и на возможное присутствие в юго-восточных районах Сурииндо-Гаженского прогиба сильвинитовых пластов» (из решения рабочего совещания от 10—11 ноября 1977 г. в Новосибирске «О направлении поисковых работ на калийные соли в Непско-Гаженском районе Сибирской платформы»).

В числе возникающих вопросов об условиях отложения карналлита прежде всего следует отметить предположение И. С. Шарапова о возможности обнаружения промышленных скоплений калийных солей в тех местах кембрийских соленосных толщ, которые формировались в конседиментационных синклинальных структурах. При поисковых работах на калий колонковым бурением в 60-е годы были обнаружены конседиментационные структуры Троицко-Михайловского вала, Илгинской впадины и некоторых других районов, где возрастает соленасыщенность разрезов соленосных толщ. В них установлены сезонные прослои сильвина и карналлита, к сожалению, непромышленного значения, но представляющие бесспорный интерес и заслуживающие дальнейшего освещения.

Что касается более поздних работ, то о них можно судить по характеристике Э. И. Чечеля, А. Ф. Василевского и Я. Г. Машовича: «К сожалению, в районе Непских складок до настоящего времени почти не производилось поискового бурения и геологическая информация по этому региону ничтожна» (Перспективы калиеносности Сибири, 1972, стр. 87). Другими словами, за последние 40 лет Непский р-н дополнитель-

ными исследованиями после работ И. С. Шарапова почти не был затронут.

Очевидно, что для прогнозов о возможной локализации промышленных калийных отложений необходимо использовать в числе прочих экспрессные методы, которые позволили бы получить сведения о наличии конседиментационных синклиналильных структур в кембрийских отложениях. В числе методов необходимо в первую очередь выделить дистанционные методы изучения земной поверхности, характеризующиеся высокой производительностью, способностью в короткие сроки опосковать обширные территории. Необходимо провести изучение сверхмелкомасштабных снимков перспективных регионов, что обеспечит нам данные о наиболее общих особенностях геологического строения. Как известно, формирование конседиментационных синклиналильных структур в условиях платформ в большей мере связано с блоковыми движениями фундамента, что определяет приуроченность значительного числа платформенных структур высоких порядков к тектоническим границам блоков фундамента. Эти тектонические границы обычно хорошо видны на мелко- и сверхмелкомасштабных снимках и легко выделяются как разрывные нарушения разных рангов.

Опыт изучения космических снимков показал, что наряду с полигональными блоками большое значение имеют также овалыные блоки, ограниченные кольцевыми разломами. В условиях древних платформ они обычно отвечают овалыным блокам фундамента и связаны с разными фазами становления гранитного слоя в докембрии. Поскольку формирование этих блоков связано с образованием латеральных неоднородностей, они оказываются активными на последующих этапах развития, определяя в платформенных условиях изменение фашиального состава и мощности отложений платформенного чехла, рельеф фундамента, формирование мелких структур по периферии над кольцевыми разломами. Более подробно представление о генезисе таких овалыных блоков содержится в отдельной работе (Долливо-Добровольский, Стрельников, 1976). Наряду с линейными разломами следует обращать внимание на возможные связи калиеносных отложений и с овалыными блоками, часть из которых может отвечать положению депрессий кембрийского бассейна. Заслуживают внимания также периферические части таких блоков, к которым могут быть приурочены мелкие структуры платформенного чехла.

С целью проверки этих моделей авторами было проведено обзорное дешифрирование телевизионных космических снимков, полученных с метеорологических спутников «Метеор», и сканерных космических снимков со спутника М-22. Результаты дешифрирования сопоставлены с данными о положении точек солепроявлений Непо-Тунгуско-Ленского региона. В результате этого сопоставления наметились некоторые возможные структурные критерии калиевого солепроявления.

1. Известные солепроявления изучаемого региона приурочены к крупному разлому СВ-ВСВ-простираия, который по космическим снимкам прослеживается от бассейна р. Непы, по отрезкам долины р. Лены, ориентированным в северо-восточном направлении, и далее пересекает Вилюйскую синеклизу и р. Лену к северу от Якутска; дальнейшее его продолжение на северо-восток отвечает тектонической границе Приверхоанского прогиба.

2. Непосредственно в Непо-Тунгуско-Ленском районе известные солепроявления приурочены к периферии нескольких крупных кольцевых структур, хорошо видных на космических снимках и нашедших отражение на прилагаемой схеме дешифрирования (фигура). Основная группа солепроявлений приурочена к периферической части двух близко расположенных овалыных блоков, которые мы назвали Непской (I) и Верхне-Ньюской (II) овалыными структурами. Они расположены в пределах

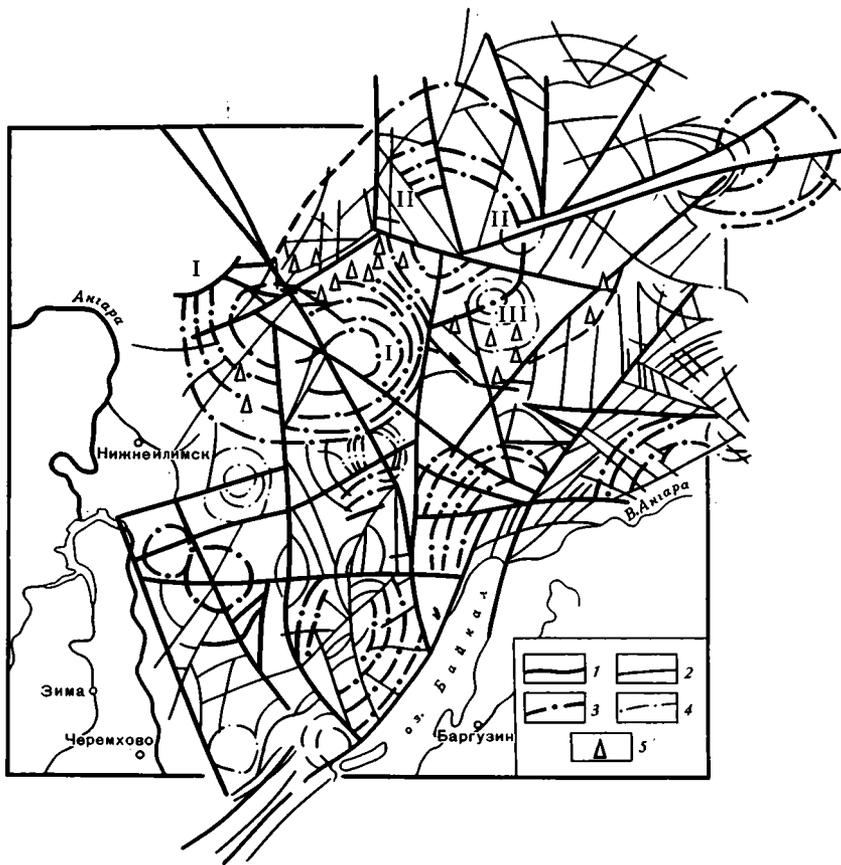


Схема крупнейших разрывных нарушений юго-восточной части Средне-Сибирской платформы, по данным дешифрирования телевизионных космических снимков со спутника «Метеор»

1 — крупнейшие прямолинейные разломы, 2 — прочие прямолинейные разломы, 3 — наиболее крупные кольцевые разломы, 4 — прочие кольцевые разломы, 5 — точки солепроявлений Непо-Тунгуско-Ленского района. Кольцевые структуры: I — Непская, II — Беохне-Нюйская, III — Ичерская

Верхне-Ленской впадины и, по-видимому, представляют собой региональные брахиантиклинальные поднятия, а разделяющая их седловина является соответственно синформной (отрицательной) структурой, определяющей углубление ложа докембрийского фундамента. Мелкие синклинальные структуры приурочены к тектоническим ограничениям этих овальных блоков. Следующая, меньшая по масштабам группа солепроявлений приурочена к кольцевой структуре меньшего размера, названной нами Ичерской (III), которая расположена в пределах Ангаро-Ленского прогиба.

Таким образом, опыт выполненного нами обзорного дешифрирования космических снимков, характеризующихся сильной генерализацией изображения геологического строения, позволил не только наметить ряд новых линейных и кольцевых структур, ранее не отмечавшихся на сводных геологических картах, но и показать принципиальную работоспособность гипотез структурной их роли в локализации калийного солепроявления.

В качестве наиболее перспективных направлений при дальнейших поисковых работах на калийные соли в кембрийском солеродном бассейне помимо полного освещения всех возможностей Непо-Нижнетун-

гуско-Ленского региона, по нашему мнению, должны стать: 1) изучение линейных и кольцевых структур в пределах кембрийских соленосных толщ на основе дешифрирования разномасштабных космических снимков, обеспечивающих объективность суждений о крупных геологических структурах разных нерархических рангов, с последующим анализом роли этих структур в пространственном размещении известных солепроявлений; 2) дальнейшее изучение свойств и генезиса солепроявлений, в первую очередь по соляным источникам, в тех же пределах. Первое направление должно нам дать представление о крупных и до сих пор еще слабо изученных структурах платформенного чехла и рельефа кристаллического фундамента, отвечающих особенностям его блоковой тектоники на огромной территории кембрийского солеродного бассейна Сибирской платформы. Анализ этих данных позволит наметить перспективные участки областей развития наибольшей мощности соленосных толщ и зоны развития интересующих нас локальных синклинальных структур.

Второе направление, судя по примеру исследований И. С. Шарапова, может привести к прямым выводам о степени перспективности по калиености отдельных регионов распространения соленосных толщ. Сочетание выводов из материалов обоих направлений должно приводить к последующему решению вопросов о целесообразности постановки заключительного и основного третьего направления — поискового колонкового бурения с целью обнаружения калийных солей.

Само собой разумеется, что при любых работах, проводимых различными организациями в пределах распространения кембрийских соленосных толщ с малым отбором керна (или при бескерновом бурении), следует вести тщательное наблюдение за результатами их каротажных работ. Именно они и привели, наконец, к открытию первого региона промышленно интересной калийной минерализации в Непо-Нижне-Тунгуско-Ленском участке кембрийского солеродного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., ВИНТИ, т. V, 1976.

Перспективы калиености Сибири. «Наука», Новосибирск, 1972.

Шарапов И. С. Солепроявления юго-восточной части Среднесибирской платформы.— Тр. ВСГТ, 1938, вып. 25.

Яржемский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половина Вост.-Сиб. ж. д.— Тр. ВСГТ, 1938, вып. 25.

ВНИИГалургии,
Ленинград

Дата поступления
18.V.1978

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОЛЯХ НАПРЯЖЕНИЙ РАЗНОГО ТИПА

В. Т. ЛУКЬЯНОВА, А. В. ЛУКЬЯНОВ

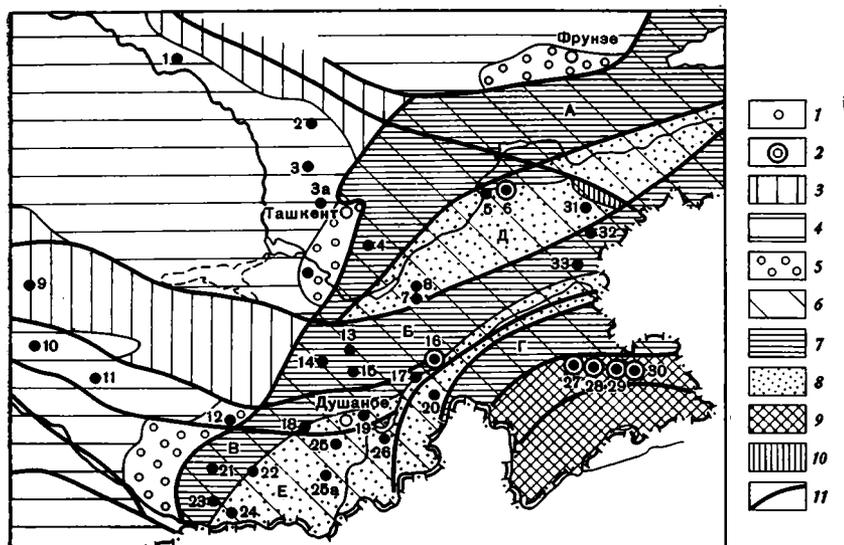
Описаны эпигенетические микроstructures обломочных пород, возникшие в мощных (более 10 км) неметаморфизованных осадочных толщах мезозоя и кайнозоя Средней Азии в различных тектонических условиях. Выделены два ряда микроstructures — катагенетических и стрессовых, образующихся в полях напряжений разного типа. Показаны принципиальные различия этих рядов, определены диагностические особенности микроstructures. Собственно катагенетические структуры возникают в условиях всестороннего давления при погружении толщ на значительные глубины, стрессовые — только в условиях стресса. Последние всегда связаны с пластическими деформациями горных пород и возникают на всех стадиях катагенетического преобразования их вещества.

При изучении катагенетических изменений в осадочных породах многие исследователи отмечают не только появление минеральных новообразований и общую перестройку структуры пород, но и возникновение ориентированных микроstructures. Ориентированные микроstructures, иногда подобные метаморфическим бластовым, особенно часто встречаются в палеозойских породах, находящихся в стадии метагенеза (Логвиненко, 1957, 1968; Тихомирова, Волхонина, 1973, и др.). В связи с этим сложилось представление, что ориентированные микроstructures возникают в зоне метагенеза и что их появление характеризует определенную стадию глубокого постдиагенетического преобразования горной породы. Если это так, то они могли бы стать одним из важных признаков зоны метагенеза, что уже и отмечается в некоторых работах.

Исследования, проведенные нами в мощных неметаморфизованных толщах мезозоя и кайнозоя Средней Азии, показывают, что ориентированные структуры возникают в породах на разных стадиях катагенеза и метагенеза и зависят не от их степени, а от тех тектонических условий, в которые эти породы попадают.

Мезозойские и кайнозойские отложения в Средней Азии имеют разную мощность и находятся в разных тектонических условиях. На западе, в пределах Туранской плиты, они образуют пологоскладчатый осадочный чехол эпигерцинской платформы мощностью от нескольких сотен метров до 3 км; на востоке, в межгорных впадинах Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена и в Афгано-Таджикском прогибе, слагают неоднородно деформированную толщу до 5—8 км и более. В Предпамирье эти отложения интенсивно смяты и достигают более 10 км мощности. На Памире они участвуют в тектонических покровах, надвиговых чешуях и имеют мощность около 3,5 км.

В составе осадочной толщи выделяются триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и неоген-четвертичные образования. Триасовые и нижнесреднеюрские отложения — терригенные грубообломочные песчаные и песчано-глинистые. Верхнеюрские — карбонатные и солеглип-



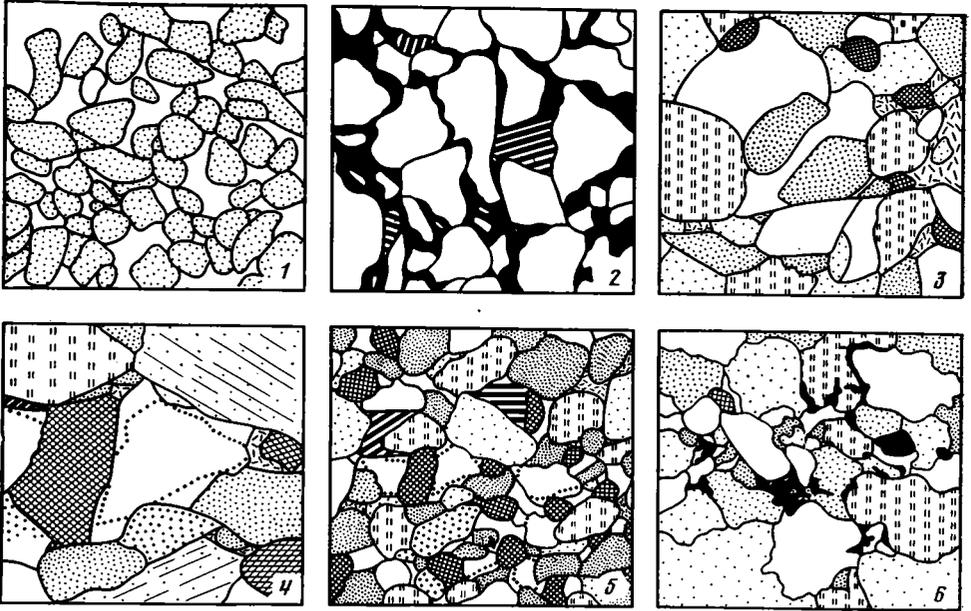
Фиг. 1. Расположение разрезов, где изучены эпигенетические микроструктуры пород. Схема тектонического районирования по К. Н. Кравченко (1975), упрощенная

1 — разрезы в относительно спокойно залегающих мезозойско-кайнозойских толщах, 2 — разрезы на участках интенсивных тектонических деформаций. *Геоструктурные области*: 3—5 — Туранская плита: 3 — поднятия, 4 — прогибы, 5 — внешнеорогенные прогибы; 6 — Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген; 7 — поднятия (А — Чаткало-Северо-Тянь-Шанское, Б — Алае-Туркестанское, В — Юго-Западного Гиссара, Г — Северного Памира); 8 — прогибы (Д — Ферганский, Е — Афгано-Таджикский); 9 — эпигеосинклинальный киммерийско-альпийский ороген Памира; 10 — Ферганский приразломный прогиб; 11 — основные разломы

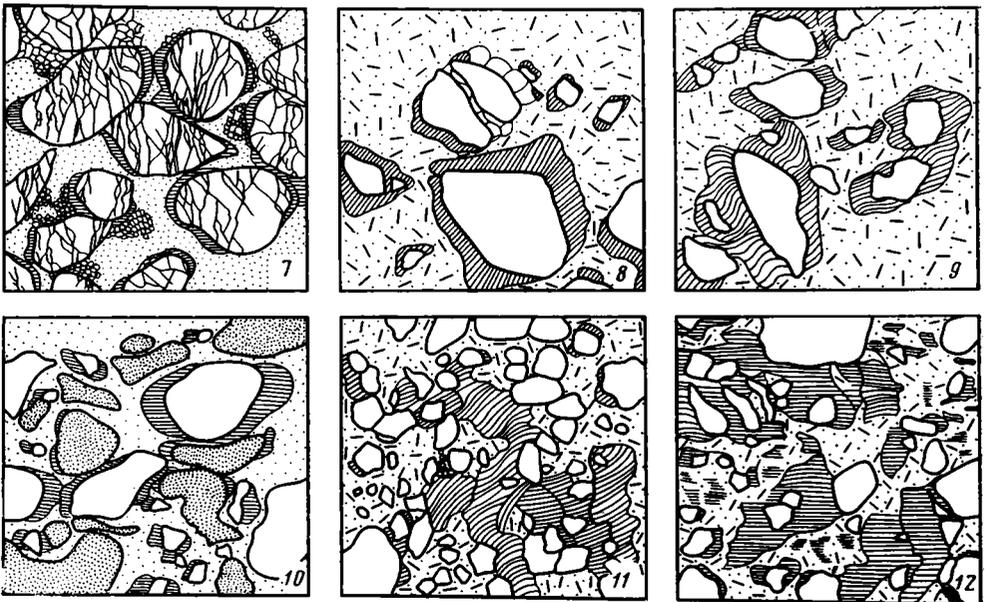
Точки и номера разрезов на схеме: 1 — Каратау, северная часть, 2 — Каратау, средняя часть, 3 — Чули, Мансурата, 3а — Чули, Дарбаза, 4 — Ангрен, 5 — Ташкумыр, 6 — Майлисай (нефтяная площадь и обнажения), 7 — Шураб, 8 — Исфара, 9 — Кызылжумы, 10 — Бухаро-Хивинская депрессия, Учкыр, Кульбешкак, 11 — Бухаро-Хивинская депрессия, Тайкыр, 12 — Шурасан, 13 — Зеравшанский хребет, Мадм, 14 — Зеравшанский хребет, Кесса, 15 — Фандарья — Ягноб, 16 — Каратегин, ущелье Комароу, 17 — Хильмони, 18 — Тахт, 19 — Душанбинская депрессия, Абдулла-ака, 20 — Предпамирье, Обихингоу, 21 — Тойчисай, 22 — Байсун, 23 — Кугитанг, 24 — Газ-Дагана, 25, 25а — Баба-таг, 26 — Нурек (Санглак), 27 — Чебаранг, 28 — Айлютек, 29 — Акбайтал, 30 — Пшарт Восточный и Западный, 31 — Кара-Кульджа, 32 — Гульча, 33 — Суфи-Курган

соносные толщи. Меловые отложения — преимущественно обломочные песчаные и песчано-глинистые, частью карбонатно-песчано-глинистые. Палеогеновые — карбонатно-песчаные и глинистые. Неогеновые и неоген-четвертичные — грубо- и мелкообломочные породы полимиктового состава. Все породы подвергались катагенетическим преобразованиям, степень которых в каждом районе возрастает с увеличением возраста и глубины погружения толщ. Одновозрастные отложения в разных районах изменены в разной степени (Лукьянова, 1978), однако в общем неоген, палеоген, частью верхний мел (на Туранской плите также мел и юра) обычно находятся в стадии начального и очень слабого глубинного катагенеза, низы юры и триас — в стадии метагенеза. На Памире все породы преобразованы глубоко. До стадии глубинного катагенеза и метагенеза изменены отложения мела, палеогена, местами неогена.

Сравнивались микроструктуры, возникшие в обломочных породах в полях напряжений двух типов: 1) в изотропном поле — в спокойно залегающих толщах, нарушенных лишь широкими пологими складками, или в спокойных частях более ясно очерченных складок, т. е. в условиях только литостатической нагрузки при нормальном катагенезе пород (многие районы Туранской плиты, Ферганы, Афгано-Таджикской депрессии), 2) в тектонических структурах, образовавшихся в явно анизо-



Б



Фиг. 2. Эпигенетические микроструктуры обломочных пород

А — катагенетические микроструктуры: 1 — песчанник мелкозернистый малоуплотненный с пленочным глинистым цементом, зона начального катагенеза, Чули, Мансурата, нижний мел, альб; 2 — песчанник уплотненной структуры на пленочном железистом цементе (черное) с выделением карбоната в порах (жирная штриховка), зона слабого глубинного катагенеза, Центральный Памир, р. Аилбуктек, мел; 3 — песчанник сильноуплотненный с конформными сочленениями обломочных зерен, зона глубинного катагенеза, Зеравшанский хр., р. Ягноб, верхний мел, турон; 4 — регенерационные выделения кварца на углах обломочного кварцевого зерна (в центре) в мелкозернистом песчаннике из зоны глубинного катагенеза, хр. Бабатаг, нижний мел, готерив; 5 — песчанник мелкозернистый сильноуплотненный с регенерационными каймами на обломочных зернах кварца и инкорпорационными сочленениями зерен, зона глубинного катагенеза, хр. Ба-

батаг, нижний мел, готеряв; 6 — кварцитоидная структура песчаника с реликтами порового железисто-гидрослюдистого цемента (черное) из зоны метагенеза хр. Кунгитанг, триас. Б — стрессовые микроструктуры: 7 — катаклаз песчинок кварца в крупнозернистом песчанике и каемочки новообразованного волокнистого кальцита, развитые симметрично с двух сторон зерен в «тенях давления» перпендикулярно трещинкам катаклаза, Северная Фергана, р. Майлису, палеоген, алайский горизонт, крыло некрутой складки; 8 — волокнистые агрегаты новообразованного кальцита в «тенях давления» около песчинок кварца в карбонатном песчанике, трещинка катаклаза в кварце выполнена зернистым кальцитом, Северная Фергана, р. Майлису, палеоген, алайский горизонт, крыло некрутой складки; 9 — изогнутые агрегаты волокнистого новообразованного кальцита в «тенях давления» около песчинок в алевролитном известняке, хр. Каратегин, верхний мел в изоклиальной складке; 10 — каймы новообразованного волокнистого кальцита около песчинок кварца (белое) и на концах обломков известняков (темное) в мелкозернистом известняковом песчанике, Центральный Памир, р. Аильутек, нижний мел в запрокинутом крыле окладки над надвигом; 11 — новообразования волокнистого кальцита в «тенях давления» около песчинок и в прожилковых зонах разрыва в алевропесчанике, Центральный Памир, р. Пшарт, верхний мел в надвиговой чешуе близ надвига; 12 — ориентированная структура «карбонатного цемента» алевропесчаника с новообразованиями длиноволокнистого кальцита в «тенях давления» около песчинок и в трещинках катаклаза в самой породе, Центральный Памир, Акбайтал, палеоген — неоген в пластине между разломами

тропном поле напряжений, в условиях стресса и тектонических деформаций: а) в крыльях некрутых асимметричных наклонных складок, возникших при боковом сжатии с некоторым горизонтальным сдвигом и скольжением в пластах (Северная Фергана), б) в сильно сжатых изоклиальных складках (хр. Каратегин), в) в надвиговых чешуях, сопровождающихся интенсивными деформациями сжатия и расплющивания пластов (Акбайтальская и Пшартская тектонические зоны Центрального Памира) и г) в тектонических покровах Центрального Памира (зона Чебаранских покровных структур). Места изучения микроструктурных изменений показаны на фиг. 1.

При сравнении выяснилось, что эпигенетические микроструктуры, возникшие в условиях изотропного поля напряжений, существенно отличаются от структур, образовавшихся в анизотропном поле. В изотропном поле, в условиях только литостатической нагрузки и постепенно нарастающих с глубиной всестороннего давления и температуры, в осадочных толщах вниз по разрезам прослеживается четкий ряд закономерных изменений, выраженных в определенных минеральных преобразованиях и изменениях микроструктуры пород (катагенетические изменения, катагенетическая зональность). Совершенно другой не менее четкий ряд изменений формируется в анизотропном поле напряжений в условиях направленного сжатия (стресса). Он определяется возникновением и постепенным нарастанием анизотропии породы, что находит отражение в образовании ориентированных структур. Выделяются, таким образом, два самостоятельных ряда эпигенетических микроструктур, названных нами в соответствии с условиями их возникновения катагенетическими и стрессовыми (фиг. 2).

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ

Микроструктуры, формировавшиеся в изотропном поле напряжений, т. е. в условиях всестороннего давления при нарастающей литостатической нагрузке (катагенетические микроструктуры), характеризуются в общем неупорядоченным расположением составляющих их элементов¹ (обломочных зерен, выделений цемента, аутигенных образований в цементах песчаников или участков перекристаллизации этих цементов) и наличием регенерационных образований на обломочных частицах (см. фиг. 2, 1—6). Микроструктуры этого типа лучше всего выражены в почти бесцементных песчаниках и алевролитах и в их разновидностях с малым количеством глинистого или карбонатного цемента.

¹ В породах без признаков первичной седиментационной ориентировки частиц.

Зональность постдиagenетического преобразования обломочных пород мезозойско-кайнозойского покрова Средней Азии

Зоны катагенеза		Геоструктурные области				Характер изменения внутренней структуры пород и минералов	
		Туранская плита	Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген		Эпигеосинклиальный ороген Памира		
			впадины	поднятия			
Начальный катагенез	I	До глубины в несколько сот метров ($Q-Pg$)	До 2500 м в Фергане ($Q-N$); до 4000—6000 м в Таджикской депрессии и в Предпамиире ($Q-N$)	До нескольких сот метров в Алае-Туркестанском поднятии ($Q-N$); до 1500—2000 м в Юго-Западном Гиссаре ($Q-Pg$);		Неизмененные рыхлые и слабо сцементированные породы; первичные седиментационные структуры; индивидуализация частиц глинистых минералов	
	II	С 400—600 до 2000 м и более ($Pg-Cr_{1-2}$);	С 2500 до 3700—4000 м в Фергане ($Pg-Cr_2$) частью Cr_1 и I_{1-2} ; с 4000—6000 до 5000—7000 м в Таджикской депрессии и в Предпамиире ($Pg-Cr_2$), частью Cr_1 ;	От нескольких сот метров до 1500—1700 м в Алае-Туркестанском поднятии ($Pg-Cr_2$, частью Cr_1); от 1500—2000 до 3500—3800 м в Юго-Западном Гиссаре ($Pg-Cr_2$, частью Cr_1);	До глубины в несколько метров (N);		Уплотнение пород, базально-поровые и поровые цементы; появление признаков конформизма зерен; слабая гидрослюдоизация глинистых цементов, пятнистая перекристаллизация карбонатов цемента
	III		Глубже 3700—4000 м в Фергане (I_{1-2}); с 5000—7000 до 8000 м и более в Таджикской депрессии и в Предпамиире (частью Cr_2 Cr_1 —?)	С 1500—1700 до 2000—2800 м в Алае-Туркестанском поднятии (I_{1-2} , частью Cr_1); с 3500—3800 до 4500—6000 м в Юго-Западном Гиссаре (Cr_1 , I_{1-2});	С глубины в несколько сот метров до 2000 м ($Pg-Cr_{1-2}$);		
IV		Около 4000 м в Фергане (I_{1-2} местами); на больших глубинах в Таджикской депрессии и в Предпамиире	С 2500—2800 м и глубже в Алае-Туркестанском поднятии ($I_{1-2}-T_3^3$); на больших глубинах — в Юго-Западном Гиссаре ($I_1-T_3^3$);	Развивается местами (N , Pg , Cr)	Очень плотные породы; кварц-регенерационные и реликтовые поровые цементы, кварцитовидные структуры; слюдоизация глинистых цементов, полная перекристаллизация карбонатов с образованием мозаичных структур		
Метагенез							

Примечание. Глубины распространения зон считаются по мощности толщ.

Изменение микроструктур пород с погружением их на глубину и увеличением давления происходит в определенном порядке (таблица, вертикальные столбцы), хотя в разных геоструктурных областях одни микроструктуры закономерно сменяются другими на различных глубинах (таблица, горизонтальные ряды). В общем в песчаниках верхней части осадочных толщ в зоне начального и слабого глубинного катагенеза (таблица, зоны I—II) обломочные зерна только соприкасаются друг с другом (см. фиг. 2, 1). Ниже породы постепенно уплотняются, и зерна за счет механического перемещения в пластах приспособляются своими формами друг к другу. Новообразованные карбонатные цементы, которые здесь обычно появляются, выполняют свободные поры (см. фиг. 2, 2) и ориентированы беспорядочно.

По мере дальнейшего уплотнения пород в зоне глубинного катагенеза (см. таблицу, зона III) в них появляются инкорпорационные структуры сочленения зерен (структуры внедрения) и регенерационные шиповидные структуры нарастания (см. фиг. 2, 3—5). Структуры внедрения развиваются в местах соприкосновения зерен путем механического вдавливания твердых зерен в более мягкие или частичного взаимного растворения их в случае контакта твердых зерен, например кварца или полевого шпата. Регенерационные минеральные новообразования, возникающие при этом за счет перераспределения минерального вещества, наращивают соответствующие зерна в сторону поровых пространств. Обычно они имеют ту же оптическую ориентировку, что и регенерированные зерна. Небольшие выделения глинистого цемента при уплотнении пород «затекают» в межзерновые промежутки. Глинистые минералы цемента, преобразованные в гидрослюдистые агрегаты, располагаются беспорядочно в порах или облекают цепочками листочков обломочные зерна. Кварцевые песчаники нижних горизонтов зоны глубинного катагенеза и метагенеза (см. таблицу, зоны III, IV), залегающие на больших глубинах, преобразованы настолько, что имеют хорошо выраженную кварцитовидную структуру (см. фиг. 2, 6). Все эти изменения в спокойно залегающих толщах не приводят к образованию ориентированных структур. В мезозойско-кайнозойских толщах Средней Азии при отсутствии стресса ориентированные структуры не были обнаружены даже в пластах, погружавшихся на глубины до 8000 м. Встречается только параллельная волокнистость глинисто-гидрослюдистых агрегатов в глинистых прослойках, которая, вероятно, наследует первичную седиментационную ориентировку глинистых минералов и не может быть уверенно отнесена к эпигенетическим образованиям.

Изученные катагенетические микроструктуры аналогичны микроструктурам пород, описанным многими исследователями для соответствующих зон катагенеза осадочных толщ других районов (Жоссовская, 1962; Копелиович, 1965; Логвиненко, 1968; Перозно, 1971, и др.). Поэтому нет необходимости описывать их подробнее.

СТРЕССОВЫЕ МИКРОСТРУКТУРЫ

Микроструктуры, образовавшиеся в породах в анизотропном поле напряжений, в условиях стресса (стрессовые микроструктуры) имеют совершенной иной облик (см. фиг. 2, 7—12). Наиболее ярко они проявляются в песчаниках с карбонатными цементами и в сильно песчанистых и алевритистых известняках, а в покровах Памира — также в гравелитах и конгломератах с гальками известняков². В песчаниках с поровыми

² Изменения в микроструктурах наблюдались как в малолитифицированных породах, находящихся в стадии начального и очень слабого глубинного катагенеза (Фергана), так и на стадии выраженного глубинного ката- и метагенеза (горный Тянь-Шань и Памир).

и базальными карбонатными цементами развиваются характерные новообразования волокнистого кальцита, которые возникают около обломочных зерен и в прожилках, всегда однообразно ориентированы и вытянуты в направлении растяжения пластов. Они слабо выражены в породах некрутых складок и хорошо проявлены в сильно сжатых складках и в надвиговых пластинах.

В некрутых складках такие структуры наблюдались в Северной Фергане в бассейне р. Майлису. Меловые и палеогеновые отложения образуют здесь несколько наклонных асимметричных складок приразломного типа на периклинали Ангрек-Сарыбийинского поднятия. Складки имеют северо-восточное простирание и размах крыльев от первых сотен метров до километра. Их северо-западные крылья пологие ($20-40^\circ$), юго-восточные — крутые (от 60 до $75-90^\circ$), часто запрокинутые, осложненные разрывами типа сбросов и взбросов с некоторым горизонтальным сдвигом блоков. Видимых признаков расщепления пород незаметно. Однако стрессовые микроstructures хорошо проявлены даже в относительно некрутых (60°) частях крыльев складок, например в саях Кугай и Карагаач.

Среди меловых и палеогеновых слаболитифицированных отложений (II зона в таблице) распространены крупнозернистые существенно кварцевые песчаники с базальным пелитоморфным карбонатным цементом. Почти все песчинки в них катаклазированы, цемент совсем не затронут катаклизом (см. фиг. 2, 7). Особенно сильно трещиноваты соприкасающиеся зерна. От мест соприкосновения зерен в них часто развиваются пучки слегка расходящихся трещин, а сильно сжатые зерна оказываются иногда совсем раздробленными. Тонкие трещинки во всех песчинках в общем однообразно ориентированы. В поперечном к этим трещинкам направлении около песчинок нарастают узкие ($0,05-0,15$ мм) каемочки новообразованного волокнистого кальцита (на рисунках показаны штриховкой, параллельной «волокам»). Каемки располагаются симметрично на противоположных сторонах зерен, и волокна нарастания в них в общем перпендикулярны системе трещин катаклаза. В некоторых образцах с более развитыми волокнистыми новообразованиями кальцита катаклиз сопровождался раздвиганием частей зерен и заполнением таких разошедшихся трещин новообразованным зернистым кальцитом (см. фиг. 2, 8 верхнее и левое зерна).

Такие же однообразно ориентированные симметричные новообразования кальцита около песчинок наблюдаются в песчаных известняках палеогена. Здесь песчинки не соприкасаются друг с другом, и катаклиз в них не проявлен. Вытянутость «волокон нарастания» новообразованного кальцита подчеркивает направление растяжения пласта при деформации. Форма песчинок определяет места развития и ширину симметричных каемочек («теней») новообразованного карбоната. Они длиннее и лучше развиты около выступающих в направлении растяжения пласта частей песчинок.

Новообразования волокнистого кальцита в породах крыльев складок ориентированы в плоскости пластов в общем параллельно напластованию и вытянуты в направлении их растяжения.

Стрессовые микроstructures, аналогичные описанным, обнаружены также в крутых крыльях флексуобразных складок в нижнем течении р. Майлису на нефтеносных площадях Майлису и Избаскент.

В изоклинальных складках стрессовые микроstructures наблюдались в породах мела — палеогена в хр. Каратегин в бассейне р. Сарбог. Здесь меловые и палеогеновые терригенные и карбонатные породы, измененные в катагенезе до стадии глубинного преобразования (III зона), залегают в тектонических блоках среди метаморфизованных пород Гармского кристаллического массива. В саях Комароу меловые красноцветные карбонатные гравелистые песчаники и алевролиты образуют

сильно сжатые — до изоклинальных складки шириной в несколько десятков метров с крутым (до 70—90°) залеганием пород в ядерной части.

В обнажении заметны признаки сланцеватости пород, особенно в ядре структур, выраженные некоторым уплощением галечек известняков в гравелистых песчаниках.

Эпигенетические микроструктуры песчаников в общем аналогичны описанным для Северной Ферганы. Однако около песчинок кварца, полевых шпатов и микрокварцитов развиты уже длинные (до половины длины обломочного зерна) новообразования тонковолокнистого кальцита. В хрупких песчаниках (в кварце, кварцитах) также наблюдаются трещины катаклаза, залеченные кальцитом. Все новообразования вытянуты в плоскости пластов в направлении их растяжения. В образцах из ядра складки «тени» кальцита волнисты или S-образно изогнуты (см. фиг. 2, 9) в результате внутрислойных перемещений и поворотов зерен при деформации пластов.

В надвиговых чешуях Центрального Памира стрессовые микроструктуры с новообразованием волокнистого кальцита имеют еще большее распространение³. В Акбайтальской тектонической зоне в районе р. Аильутек меловые красноцветные известняковые конгломераты и песчаники, катагенетически измененные до стадии глубинного преобразования (III зона), вместе с юрскими отложениями образуют относительно спокойную синклиналиную складку северо-западного простириания с запрокинутым северо-восточным крылом, осложненным дополнительной складчатостью и межпластовыми срывами. Складка на юге надвинута на блок триасовых образований.

В породах нет макроскопически выраженных признаков сильного сдавливания. В то же время в карбонатных песчаниках мела сжатого и запрокинутого северо-восточного крыла складки отчетливо проявлены микроструктуры стресса (см. фиг. 2, 10). Около всех песчинок кварца в «теньях давления» развиты однообразно ориентированные симметричные новообразованные волокнистые агрегаты кальцита длиной до трети зерна. Обломочные зерна пелитоморфных известняков уплощены и деформированы соседними зернами, а на противоположных концах их кальцит образует агрегаты волокнистого сложения. В монокристаллических обломках карбоната наблюдаются признаки внутризерновых скольжений по спайности.

В Пшартской тектонической зоне в надвиговой чешуе по р. Пшарт в северном крыле сильно сжатой Апакской синклинали, надвинутой с запрокидыванием пластов на триас, в неоген-палеогеновых алевропесчаниках⁴ над надвигом еще более отчетливо проявлены ориентированные микроструктуры (см. фиг. 2, 11—12). Не только «тени» около обломков, но и почти весь карбонатный цемент представляют собой волокнистый новообразованный кальцит с очень четкой однообразной ориентировкой, параллельной плоскости надвига. Некоторые «тени» изогнуты. Отмечаются деформации и внутренние изменения самих обломочных частиц. В известняковых песчаниках зерна известняков сильно уплощены до линзовидных. В концах их развиты волокнистые агрегаты кальцита. Пелитоморфные известняки иногда перекристаллизованы в зернистые разновидности. Глинистые обломки тоже уплощены и гидрослюдизированы, а на их концах развивается уже не кальцит, а параллельно-листоватые агрегаты слюды, ориентированных так же, как новообразованный кальцит. Вместе с тем отдельные песчинки катаклазированы с небольшим раздвиганием частей зерен в направлении растяжения. В самих песчаниках появляются мелкие внутрислойные поперечные к направле-

³ Для территории Памира кроме собственных наблюдений использованы образцы, любезно предоставленные нам В. А. Швольманом.

⁴ По степени преобразования минерального вещества эти породы находятся в стадии глубинного ката-, и метагенеза.

нию растяжения разрывы (см. фиг. 2, 11). Эти разрывы также заполнены волокнистым кальцитом и проявлены в виде микроскопических прожилковидных выделений кальцита. Ширина их в шлифах от долей миллиметра до первых миллиметров, протяженность до нескольких миллиметров. Кальцитовые волокна в полости разрывов ориентированы так же, как и в «тенях» около песчинок. Часто такие волокнистые выделения не имеют четких границ и развиваются наряду и среди волокнистых агрегатов кальцита типа «теней давления». В других случаях разрывы ясно выражены, и волокнистый кальцит образует прожилковидные зоны и прожилки с четкими границами. Они протягиваются в шлифах на 1—2 см. Иногда волокнистые агрегаты кальцита в прожилках однообразно изогнуты, по-видимому, из-за внутрислойного смещения соседних микроблоков породы вдоль плоскости разрыва.

Типичные стрессовые микроструктуры широко распространены в породах *тектонических покровов* Центрального Памира. Один из таких примеров приводится здесь.

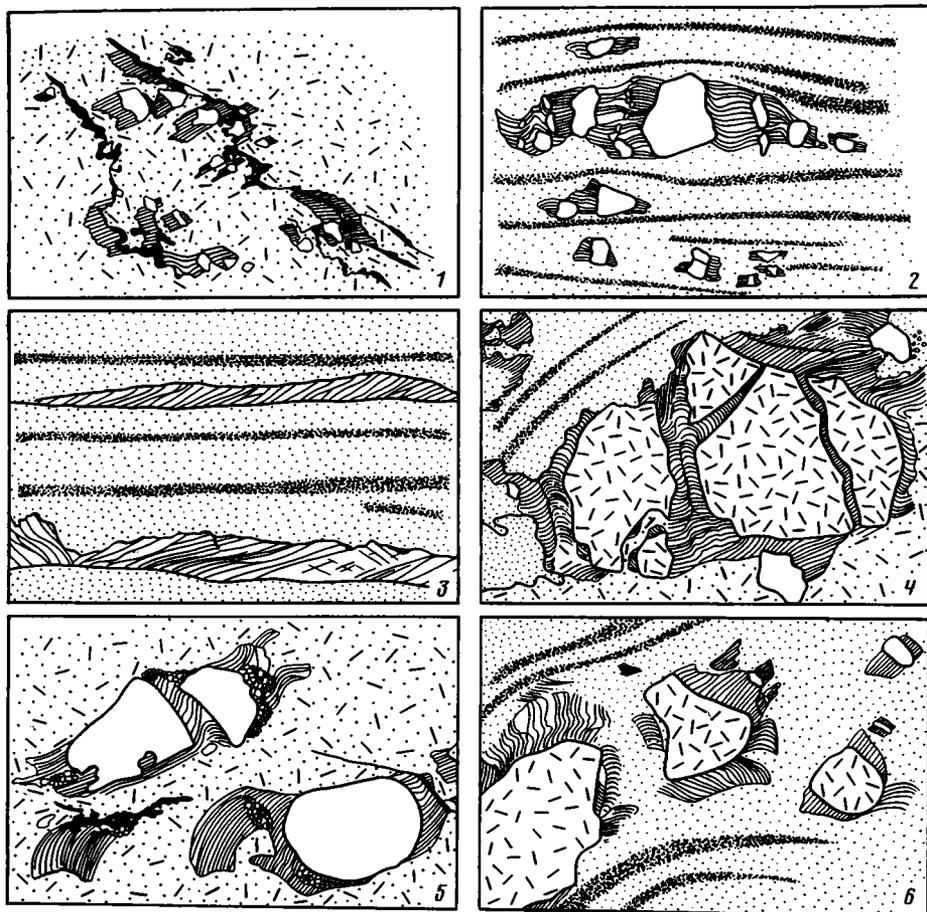
В бассейне ручья Чебаранг (правого притока р. Танымас) меловые и палеогеновые известняки, карбонатные алевропесчаники и туфопесчаники с прослоями пелитоморфных известняков и известняковых гравелитов и конгломератов образуют покровную структуру на сложно смятых триасовых образованиях. Мощность покровной пластины от нескольких десятков до сотен метров. Породы Чебарангского покрова находятся в стадии глубинного ката- и метатенеза.

В грубообломочных породах покрова признаки сильного сдавливания пород прекрасно видны невооруженным глазом: гальки в них уплощены иногда до тонких линз, широко распространены структуры-будинаж. В алевропесчаниках часто встречаются поперечные к пластам линзообразные жилки кальцита. В мелкозернистых породах раздавливание отчетливо проявилось только в образовании микроскопической стрессовой структуры.

Стрессовые микроструктуры хорошо проявлены во всех породах Чебарангского покрова. В пелитоморфных известняках типичны для условий стресса новообразования волокнистого кальцита развиты около всех инородных включений: в алевролитистых разностях — около песчинок кварца и эффузивов, в глинистых микрослоистых разностях — около линзочек, пропластков и пленок глинистого и железисто-хлоритового состава (фиг. 3, 1), а в более чистых от примесей известняках — даже около мелких ромбиков диагенетического железистого карбоната и хлопьевидных выделений гидроокислов железа. Длина волокнистых новообразований кальцита здесь часто вдвое и даже втрое превышает диаметр твердых частиц, около которых они разрастаются. Сама масса пелитоморфного известняка не обнаруживает заметных признаков деформации. О значительной степени растяжения пластов известняка в покрове можно судить лишь по отдельным разновидностям известняков, в которых есть разорванные и растащенные в направлении растяжения твердые включения (см. фиг. 3, 2) или включения монокристаллического кальцита (реликты фауны), уплощенные в условиях стресса до тонких линз (см. фиг. 3, 3). В этом кальците хорошо видна развившаяся при деформации система трещин скольжения по спайности, по которым происходило смещение в зернах.

В алевропесчаниках очень широко распространены новообразования волокнистого кальцита в «тенях давления» около обломочных зерен. В туфопесчаниках такие же тени образованы кварц-слюдистыми и кварцевыми агрегатами.

С описанными структурами тесно связаны системы поперечных трещин разного масштаба. В пачках тонкопереслаивающихся пород менее пластичные прослои обычно разбиты трещинками отрыва, заполненными кальцитом, поперечными к границам прослоя и не выходящими за



Фиг. 3. Особенности микроструктуры пород в Чебарангском тектоническом покрове (Центральный Памир, р. Чебаранг, верхний мел)

1 — волокнистые ориентированные косо к слоистости новообразования кальцита около железисто-хлоритовых линзочек и песчинок кварца в слоистом глинисто-алевритистом известняке; 2 — раздробление крупного зерна кварцита с раздвиганием частей зерна в направлении растяжения в слоистом алевритистом известняке с гравием; 3 — уплотненные в условиях стресса включения монокристаллического кальцита (обломки фауны) в тонкозернистом известняке. Видны трещины спайности, по которым происходило внутризерновое скольжение при деформации пласта; 4 — катаклаз зерна эффузивной породы со смещением частей раздавленного зерна и изменением направления роста волокнистого кальцита в «тенях давления»; 5 — изогнутые волокнистые агрегаты кальцита в «тенях давления» около песчинок кварца, образовавшиеся при внутрислойном перемещении и вращении зерен; 6 — две разноориентированные системы волокнистого кальцита в «тенях давления» (генерации) около обломков эффузивных пород в деформированном известняке

его пределы. Такие прожилки хорошо видны как в обнажениях в тонких прослоях алевролитов и аргиллитов, залегающих среди известняков или известняковых конгломератов, так и в шлифах микрослоистых пород. Прожилки выполнены тем же волокнистым кальцитом (иногда вместе с тонкошестоватым кварцем), развивающимся поперек трещин и параллельно волокнистому кальциту в «тенях давления» около песчинок в направлении максимального растяжения пласта. При этом во многих случаях прекрасно видно, что ориентированные новообразования кальцита развиты поперек или косо по отношению к первичной слоистости (см. фиг. 3, 1).

Грубообломочные толщи Чебарангского покрова весьма неоднородны по гранулометрическому составу, содержат большое количество известняков в виде обломочного материала и прослойки и линзы песчаников, алевролитов и известняков. Из-за различий деформационных свойств компонентов этих толщ стрессовые структуры в них наиболее многообразны. Имеет место сочетание различных форм пластических и хрупких деформаций, и общая ориентированность деформационных микроструктур бывает невыдержанной. В песчаниках и гравелитах зерна и гальки пелитоморфных глинистых и алевритистых известняков уплощены или сильно сдавлены и «затекают» между твердыми зернами. На вытянутых концах обломков известняков нередко наблюдаются каймы волокнистого кальцита. Около всех твердых включений в «тенях давления» развиты очень хорошо образованные ориентированные каймы волокнистого кальцита. Вместе с тем крупные песчинки и гравийные зерна кварца, кварцитов и эффузивных пород катаклазированы (см. фиг. 3, 4). Катаклиз, как правило, сопровождается смещением частей раздробленных зерен относительно друг друга и раздвиганием их в направлении растяжения. Величина смещения фрагментов зерен и соответственно длина новообразованных волокон кальцита разная и нередко в несколько раз превышает первоначальный диаметр раздробленного зерна. Промежутки между раздвинутыми частями выполнены все теми же характерными новообразованиями волокнистого кальцита, растущими поперек трещины в направлении раздвигания. В середине таких кальцитовых жилок, как правило, бывает заметна осевая линия, по которой кальцитовые волокна, нарастающие с одной стороны трещины, соприкасаются с волокнами, нарастающими с противоположной ее стороны. Иногда осевая линия засорена мелкими обломками.

Волокнистые агрегаты между смещенными частями зерен иногда однообразно изогнуты или имеют как бы зональное строение: с одной ориентировкой у границ фрагментов зерна и другой — в промежутке между ними. Около многих твердых зерен в пелитоморфных известняках развиты волнистые или длинные S-образно изогнутые «тени» волокнистого кальцита (см. фиг. 3, 5). Некоторые «тени» имеют надлом на изгибе или как бы составлены из двух систем волокнистых агрегатов разных генераций. Случается встретить «тени» двух различных направлений около одного и того же зерна, до взаимно перпендикулярных (см. фиг. 3, 6). Такие сложные микроструктуры свидетельствуют о сложном характере деформаций на отдельных участках: о вращении зерен во время деформации, о последовательном наложении нескольких этапов деформации или о сжатии, сопровождавшемся растяжением в двух направлениях. Однако рассмотрение этих вопросов выходит за пределы темы настоящей статьи.

При изучении микроструктурных изменений выявились некоторые другие интересные особенности преобразования пород при стрессе. На Памире в тектонических блоках, находящихся в условиях сильного сжатия (в надвиговых чешуях, в нижних частях тектонических покровов и т. п.), где стрессовые микроструктуры в породах особенно хорошо развиты, постоянно наблюдается заметное увеличение степени общего преобразования пород. Судя по изменению минерального вещества, они находятся в стадии глубинного катагенеза, местами — метагенеза. В породах постоянно встречаются новообразования гидрослюд до мусковита, хлорит, иногда эпидот и альбит. Такой стадии изменения достигают сравнительно маломощные комплексы пород мела, палеогена и даже неогена при мощностях всего в несколько сот метров каждый (например, в Пшартской тектонической зоне).

Несмотря на наличие прекрасно выраженных ориентированных микроструктур, образованных кальцитом, аутигенные слюды рассеяны в цементе пород в виде разноориентированных чешуек, образуют оторочки

из листочков, расположенных плоскими сторонами вдоль границ зерен, и развиваются в межзерновых промежутках и порах в виде скоплений различно ориентированных чешуек и розеток листочков. Однако в некоторых случаях новообразования слюдистых минералов или кварц-слюдистые агрегаты, как уже было сказано, образуют такие же ориентированные выделения, как и новообразованный кальцит: первые — на концах глинистых сильно деформированных обломков, вторые — около кварцевых обломочных зерен. Следовательно, условия *PT*, возникающие при стрессе, местами вызывают общее преобразование минерального вещества пород и способствуют формированию в них комплекса минералов, свойственных той или иной зоне катагенеза. Развитие ориентированных структур, образованных этими минералами в молодых маломощных, но сильно деформированных толщах, не позволяет усомниться в их стрессовой природе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из рассмотрения всего комплекса геологических объектов видно, что в изотропном поле напряжений, создаваемом литостатической нагрузкой (в мощных слабо деформированных толщах осадочного чехла), ориентированные эпигенетические структуры в породах не образуются даже в том случае, если эти толщи были погружены на большие глубины (до 8000 м в наших примерах) и претерпели значительные постдиagenетические преобразования (до глубинного катагенеза и метагенеза). В то же время при возникновении в толщах анизотропного напряженного состояния такие микроструктуры тотчас появляются, и степень их развития находится в прямой зависимости от степени деформации толщ.

В сравнительно простых асимметричных и флексурных складках при относительно небольшом боковом сжатии (Фергана) в песчаниках возникают только зачаточные формы ориентированных микроструктур. Волокнистые новообразования кальцита в них очень коротки. В изоклинальных складках, где имеет место значительное сжатие пластов (Каратегин), стрессовые структуры выражены более ясно. Волокнистые новообразования по длине находятся в отношении 1:2 и 1:1 к длине зерен, около которых они развиты, частицы пластичных пород деформированы, заметны признаки внутрислойного вращения зерен при течении породы.

В надвиговых пластинах, где породы испытывали большие деформации (Центральный Памир), ориентированные новообразования развиваются уже по всей массе породы около всех обломочных зерен и местами составляют сплошную массу, цементирующую зерна. Соотношение длины волокнистых новообразований и твердых песчинок составляет здесь уже 1:2, 2:1. В пластах обычно наблюдаются признаки внутрислойного вращения частиц и получают развитие микроструктуры отрыва. При этом катаклиз имеет относительно слабое распространение, преобладают микроструктуры пластической деформации. Микроструктуры пород в тектонических покровах отражают еще большую степень деформации пластов, их пластического течения. Растяжение пластов сопровождается сильным утонением карбонатных прослоев, уплощением карбонатных галек до листовидных форм (отношение толщины к длине 1:10, 1:100 и даже больше), внутрислойным дроблением хрупких включений и их растаскиванием в направлении растяжения, новообразованием очень длинных волокнистых агрегатов в «тенях давления» около твердых частиц и в трещинах отрыва, а также разнообразными признаками внутрислойного перемещения материала.

Возникновение ориентированных микроструктур не зависит от степени общего катагенетического преобразования пород. В наших примерах

в складках Майлису стрессовые микроструктуры уже хорошо проявлены в породах мела и палеогена, находящихся на ранней стадии катагенетического преобразования. В Каратегине они развились в породах, измененных до стадии глубинного катагенеза. В то же время в юрских толщах Северной Ферганы и Юго-Западного Гиссара, смятых в широкие крупные складки и испытавших преобразования стадии метagenеза, ориентированные структуры отсутствуют, и нарастающее с глубиной давление фиксируется в породах совсем другими особенностями микроструктур (см. таблицу, зоны III, IV). Более того, степень общего преобразования пород, согласно наблюдениям на Памире, сама зависит от степени деформации толщ.

Сравнение рядов стрессовых и катагенетических микроструктур позволяет определить главные особенности этих структур и минералы — индикаторы изотропных и анизотропных полей напряжений, т. е. условный статической нагрузки и стресса.

Для катагенетических микроструктур обломочных пород характерно отсутствие однообразной вторичной ориентировки твердых компонентов. Минеральные новообразования в породах развиваются во всех направлениях за счет поровых пространств. Внутренние напряжения, возникающие при всестороннем сжатии в толще уплотняющихся пород, вызывают перемещения зерен и частичное их растворение на контактах в участках возникновения местных концентраций напряжения с одновременным переотложением вещества в ненапряженных участках энергетически наиболее выгодным путем (в той же оптической ориентировке, что и регенерируемые зерна).

Для микроструктур, формировавшихся в условиях стресса, характерна однообразная ориентированность всех минеральных новообразований, уплощение пластичных включений и возникновение симметричных новообразований пластинчато-игольчатой формы около твердых частиц породы. Разрядка внутренних напряжений, возникающих при сжатии пластов, происходит главным образом у границ твердых зерен в «теневых» участках и в микротрещинах, развивающихся в хрупких зернах и в малопластичных прослоях в направлении сжатия, а также за счет межзерновых и внутризерновых скольжений при уплощении пластичных прослоев или обломочных частиц в самих прослоях (известняков, глинисто-гидрослюдистых пород, включений крупнокристаллического карбоната). В свободных пространствах на участках местной разрядки напряжений в направлении растяжения разрастаются новообразования волокнистого кальцита, слюд, кварца.

Хорошим индикатором преобразования пород в условиях изотропного поля напряжений является кварц. В катагенезе кварц легко растворяется, и соприкасающиеся песчинки образуют инкорпорационные сочленения. Это почти всегда сопровождается образованием регенерационных «шипов» или кайм на обломочных зернах, которые без труда обнаруживаются в шлифах. Подобные структуры воспроизведены Г. Ферберном и Максвеллом в экспериментах с кварцевыми песками (Ферберн, 1954; Розанов, 1962).

Такие важные для определения степени катагенеза пород компоненты, как глинистые минералы, в определении условий формирования эпигенетических микроструктур имеют гораздо меньшее значение, чем кварц. Частицы новообразованных гидрослюдов в обломочных породах в условиях всестороннего давления обычно также образуют различно ориентированные агрегаты: рассеянные веретеновидные волокна, выделения по периферии обломочных зерен, розетки листочков в порах и т. п. Однако часто глинисто-слюдистые новообразования наследуют седиментационную ориентировку частиц исходного глинистого вещества и потому не могут быть показателями условий образования эпигенетической микроструктуры.

Индикатор преобразования пород в условиях анизотропного поля напряжений (при стрессе) — прежде всего само появление ориентированных микроструктур, образованных аутигенными минералами (стрессовых микроструктур). Как показали наши наблюдения, напряжения одностороннего сжатия очень рано находят отражение в микроструктурах пород. Стрессовые микроструктуры появляются даже в относительно мало литифицированных породах, уже тогда, когда в пластах еще нет видимых признаков сильного сжатия (сланцеватости, сплющивания включений, будинажа и прочих), как, например, в Фергане, или они мало заметны (Аильутек на Памире).

Очень чувствителен к ориентированному напряжению кальцит. Он является прекрасным индикатором стресса. В крупных зернах кальцита по спайности легко образуются плоскости скопления (Казаков, 1967), а новообразования волокнистого и волокнисто-игольчатого кальцита или ориентированная перекристаллизация карбоната очень характерны для структур пластической деформации мелко- и тонкозернистого карбоната. Подобные деформации и микроструктуры воспроизведены многими исследователями при экспериментах с кальцитом (Тернер и др., 1958), в мраморах и известняках (Розанов, 1962; Луцицкий и др., 1967), описаны из природных объектов Э. Клоосом (1958), А. В. Лукьяновым (1959), Е. И. Паталахой (1970), Д. Дерни и Дж. Рамсеем (1976) и др.

Ориентированные новообразования в «тенях давления» образуют также гидрослюды, слюды и кварц. Последний, видимо, в условиях больших давлений и температур, как это наблюдалось нами на Памире, Н. В. Логвиненко в Донбассе (1957), И. М. Симановичем в Карелии (1972) и воспроизводилось в экспериментах с кварцем и кварцитами (Розанов, 1962; Делицин, 1973; Делицин и др., 1964).

Формирование ряда катагенетических микроструктур происходит в породах одновременно с изменением их минерального состава в катагенезе таким образом, что более глубоко преобразованные породы имеют и более уплотненные микроструктуры, в них лучше развиты структуры растворения и регенерации минеральных зерен. Процесс возникновения и развития этих микроструктур имеет региональный характер и происходит длительно. Для мезозойско-кайнозойских толщ Средней Азии изменение микроструктур пород до их современного вида, однотипное на всей изученной территории, происходило по крайней мере с конца триаса до наших дней, т. е. около 185 млн. лет.

Стрессовые микроструктуры формируются в породах локально, только в условиях деформаций с достаточно интенсивным сжатием пластов. Как и сами деформации, они имеют наложенный на породы характер. В мезозойско-кайнозойских толщах Средней Азии они сформировались в связи с тектоническими деформациями кайнозойского, главным образом неоген-четвертичного времени, т. е. в гораздо более короткий срок, чем катагенетические, и естественным образом наложившись на уже измененные к этому времени в катагенезе породы и структуры. Однако, судя по тонким особенностям самих стрессовых микроструктур (чистоте новообразованных выделений кальцита, кварца, слюд от всевозможных включений, тонковолокнистому габитусу кристаллитов при значительных их размерах и выдержанном закономерном расположении и др.), можно полагать, что процесс их формирования был растянутым и происходил при достаточно длительном поддержании анизотропного напряженного состояния толщ и термобарических условий, благоприятных для развития пластической деформации и сопутствующего аутигенного минералообразования. Изменения минерального вещества пород, происходившие в связи со стрессом (динамотермальное преобразование в условиях стресса, «динамокатагенез») в Средней Азии имеют, следовательно, также очень молодой возраст.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ микроструктур мезозойских и кайнозойских осадочных пород Средней Азии приводит нас к следующим основным выводам.

1. При изучении региональных постдиагенетических преобразований осадочных толщ следует различать два самостоятельных типа микроструктур: катагенетический и стрессовый. Различия между ними обусловлены различиями полей напряжений, в которых они формируются: первый возникает в изотропном поле напряжений, т. е. в условиях всестороннего давления при литостатической нагрузке, второй — в анизотропном, т. е. в условиях стресса, вызванного тектоническими причинами. Каждый тип характеризуется собственным рядом интенсивности (степени) преобразования микроструктуры породы, имеет свои специфические особенности и определяется своими структурными и минеральными индикаторами.

2. Оба ряда развиваются на фоне одних и тех же (или сходных) изменений минерального вещества пород, свойственных тем или иным РТ-условиям и зонам катагенеза. Основные различия заключены в формах выделения и взаиморасположения аутигенных образований, в частности, новообразованные ориентированные микроструктуры (если они не наследуют осадочную слоистость) свойственны исключительно стрессовому типу микроструктур.

3. Ряды катагенетических и стрессовых микроструктур возникают и развиваются при возникновении соответствующих типов полей напряжений в осадочных толщах. Они формируются независимо друг от друга и могут накладываться один на другой при изменении типа поля напряжений, т. е. породы, находящиеся в любой степени катагенетического преобразования, могут быть дополнительно преобразованы в условиях стресса, и, наоборот, породы, измененные при стрессе, могут впоследствии измениться еще и в условиях литостатической нагрузки.

4. Появление и степень развития ориентированных микроструктур в породах не зависят от степени катагенеза пород. Однако интенсивная деформация толщ с образованием хорошо развитых стрессовых структур сопровождается изменением минерального вещества пород, подобным катагенетическому.

Основные особенности катагенетических и стрессовых микроструктур хорошо проявляются в осадочных толщах как в глубоко катагенетически измененных породах, так и в пластах с незначительными постседиментационными изменениями. По характеру эпигенетических микроструктур и минералам-индикаторам можно отличить результаты преобразования пород в условиях нарастающего всестороннего давления литостатической нагрузки (собственно катагенетические изменения, «катагенез погружения») от изменений в условиях стресса, вызванных пластическими деформациями (динамотермального преобразования при стрессе, «динамокатагенеза»). При этом нахождение ориентированных структур будет свидетельствовать только об условиях стресса, в которые попала порода в тот или иной момент. О степени преобразования породы при стрессе можно судить по аутигенным минералам, образующим ориентированные стрессовые микроструктуры.

По характеру самих стрессовых микроструктур, степени развитости ориентированных новообразований и пространственным соотношениям микроструктур сжатия и растяжения можно судить о типах деформаций, соотношении хрупкого разрушения и пластического течения пород, об основных параметрах полей напряжений (направлении действия сил, относительных величинах и распределении напряжений в пространстве), а иногда даже об изменении этих полей во времени.

Материалы наблюдений за изменениями микроструктур нематаморфизованных осадочных пород в условиях изотропного и анизотропного

полей напряжений можно с успехом использовать в качестве сравнительного материала для понимания условий образования и механизма возникновения некоторых структур в метаморфических толщах.

ЛИТЕРАТУРА

- Делицин И. С.* Развитие термодинамически устойчивых структур метаморфических пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1.
- Делицин И. С., Лившиц Л. Д., Марков В. К., Петров В. П., Рябинин Ю. Н.* Пластическая деформация кварца в условиях сверхвысокого давления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.
- Дерни Д., Рамсей Дж.* Нарастающие деформации, измеряемые по синтетическому росту кристаллов.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Казаков А. Н.* Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л., «Наука», 1967.
- Клоос Э.* Линейность.— В сб.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958₁.
- Клоос Э.* Деформация оолитов в складке южных гор Мэриленд.— В сб.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958₂.
- Копелювич А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, т. 63.
- Логвиненко Н. В.* О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7.
- Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968.
- Лукьянов А. В.* Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4.
- Лукьянова В. Т.* Зональность катагенеза мезозойских и кайнозойских осадочных толщ Средней Азии и факторы преобразования пород.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 1.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.* Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких температур и давлений.— Новосибирск, «Наука», 1967.
- Паталаха Е. И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия, Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Перозио Г. Н.* Эпигенез осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971.
- Розанов Ю. А.* Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 66.
- Симанович И. М.* Постседиментационные преобразования сеозерских кварцитопесчаников (Карелия).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Тернер Ф., Григгс Д., Хед Х.* Эксперименты по деформации кристаллов кальцита.— В сб.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Тихомирова Е. С., Волхонина Е. С.* О вторичных изменениях пород фундамента Восточного Предкавказья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
- Ферберн Г. В.* Синтетический кварцит.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Тектоническая карта юга СССР под ред. Г. Х. Дикенштейна, К. Н. Кравченко, М. В. Муратова. М-б 1 : 1 000 000, М., 1975.

ВИМС,
ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
18.V.1978

УДК 553.44 (729.1)

**СТРАТИФОРМНЫЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
САНТА-ЛЮСИЯ И КАСТЕЛЬЯНО В РЕСПУБЛИКЕ КУБА**

И. Т. ПОПЛАВСКИЙ

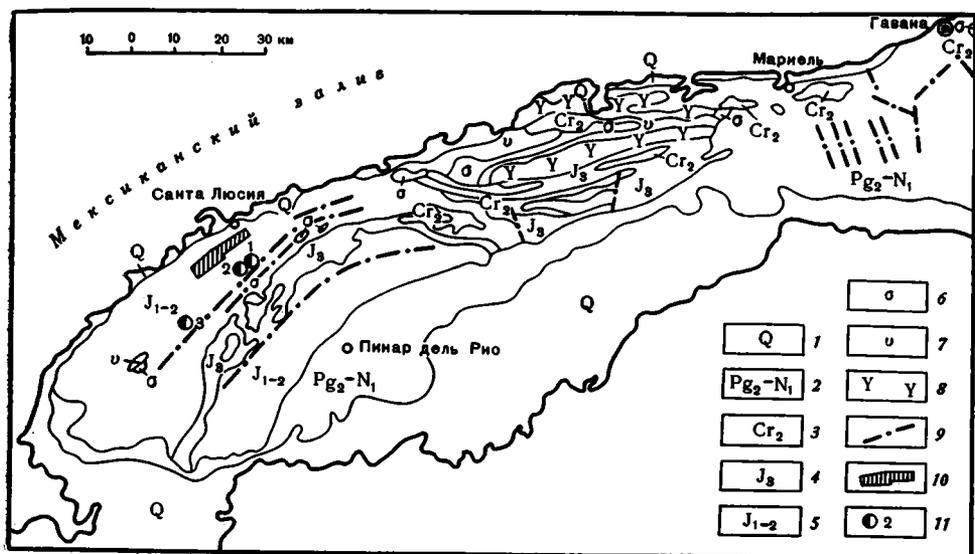
Приводится геологическое строение района и зоны развития свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к юрским карбонатно-терригенным отложениям. Освещаются состав и метаморфические преобразования, вмещающих пород и руд. Устанавливается литолого-стратиграфический контроль оруденения.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Санта-Люсия — Кастельяно расположено в 3 км южнее небольшого портового поселения Санта-Люсия, в западной части о. Куба (фиг. 1). Здесь с давних времен были известны баритовая минерализация и проявления бурого железняка в зоне окисления.

В период с 1962 по 1966 г. в северо-западной части Республики Куба с участием автора были проведены работы с целью оценки ее перспектив на медное и полиметаллическое оруденение. В процессе выполнения этих работ в карбонатно-терригенных флишоидных отложениях формации Сан-Каиетано были выявлены свинцово-цинковые месторождения Санта-Люсия и Кастельяно, выделен и прослежен рудоносный стратиграфический горизонт протяженностью свыше 10 км. Основные результаты проведенных исследований с кратким обзором геологии района приводятся в настоящей статье.

Западная часть о. Куба расположена в миогеосинклинальной зоне альпийской складчатости и сложена наиболее древними для Кубы терригенно-карбонатными формациями Сан-Каиетано и Виньялес с весьма редким проявлением пород магматического происхождения основного и ультраосновного состава (см. фиг. 1).

Вопрос о стратиграфическом положении двух выделенных геологических формаций решается неоднозначно. Е. Гольер (Golyer, 1918), впервые описывая формацию Сан-Каиетано, считал, что она залегает на верхнеюрских известняках Виньялес. Н. Пенебакер, проводя в 1939—1941 гг. геологические исследования в районе месторождения Матаамбре, приходит к такому же выводу. Эти представления продолжительное время были общепризнанными, о чем свидетельствуют геологические схемы Кубы 1946—1955 гг. Относительный возраст отложений формации Сан-Каиетано считался моложе верхнеюрских известняков Виньялес, т. е. меловым. Исключением являлось предположение Дж. В. Левиса (Lewis, 1932), основанное на степени метаморфической измененности пород, о их формировании в палеозойское время. Позднее, К. Кромельбеин (Kromelbein, 1956, 1960) и А. Торре (Torre, 1960) у селения Сан-Каиетано были найдены среднеюрские тригонии, чем и было внесено новое представление о возможном возрасте формации Сан-Каиетано. В пользу вероятного перекрытия известняками Винь-



Фиг. 1. Обзорная геологическая карта западной части Кубы

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — песчано-глинистые породы, мергели, каверзные известняки, конгломераты (Pg₂-N₁); 3 — андезиты, базальты, известняки, мергели, глины, пески, конгломераты (Cr₂); 4 — известняки, в меньшем количестве кремнистые сланцы, доломиты, песчаники (J₃); 5 — флишеидные отложения, переслаивание глинистых сланцев и песчаников с прослоями филлитов, мергелей, известняков (J₁₋₂); 6 — серпентиниты, перидотиты, дуниты, пироксениты; 7 — габброиды; 8 — вулканогенные нерасчлененные породы; 9 — тектонические нарушения; 10 — зона развития свинцово-цинкового оруденения Санта-Люсия — Кастельяно; 11 — медные и полиметаллические месторождения юго-восточной зоны: Мелья (Моно) — 1, Матаамбре — 2, Франциско — 3

ялес пород Сан-Каиетано высказался также в 1961—1962 гг. Н. Ф. Вологдин.

В данной статье возраст отложений формации Сан-Каиетано принимается ниже-среднеюрским (Furrázola Bermudez et al., 1964).

Формация Сан-Каиетано сложена флишеподобными отложениями кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Верхняя и нижняя части разреза формации представлены преимущественно глинистыми, нередко филлитовидными сланцами с прослоями мергелей, известняков, доломитов и переходами в алевролиты, реже в кварц-полевошпатовые песчаники. Общая мощность этих отложений около 5000 м. В составе формации Виньялес преобладают известняки с прослоями кремнистых и глинистых сланцев, песчаников, реже конгломератов.

Все известные в районе месторождения медных, полиметаллических и свинцово-цинковых руд западной части Кубы расположены в породах формации Сан-Каиетано. Они размещены в северо-западном крыле крупной антиклинальной складки, имеющей простирание, совпадающее с ориентировкой западной части острова (40—50°, см. фиг. 1). Медные и полиметаллические месторождения Матаамбра, Мелья, Франциско локализируются в юго-восточной зоне, прослеживающейся ближе к осевой части антиклинали. Свинцово-цинковые месторождения Санта-Люсия и Кастельяно расположены в параллельной зоне северо-западнее, в прибрежной части острова, размещаясь в верхней части разреза формации. В этой же части разреза, стратиграфически выше, в продуктивной части толщ сланцев (район месторождения Баритина II, 4 км юго-западнее месторождения Кастельяно) обнаружены магнетит-гематитовые проявления, залегающие согласно со слоистостью вмещающих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД В ЗОНЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ САНТА-ЛЮСИЯ И КАСТЕЛЬЯНО

В основании продуктивного горизонта залегает толща песчаников и алевролитов. В ее составе встречаются сланцы. Обломочный материал песчаников представлен кварцем (60—80%), реже полевым шпатом (0—10—20%), замещенным серицитом и кварцем. Цемент песчаников сложен тонкозернистым агрегатом кварц-хлорит-серицитового состава с редкими включениями зерен кальцита и доломита. Алевролиты в результате метаморфизма превращены в серицит-кварцевую породу, иногда с переходами в кварциты. Обломочная часть алевролитов представлена зернами кварца преимущественно изометричной формы, реже полевыми шпатами, замещенных кварц-серицитовым агрегатом. Глинистый цемент породы замещен серицитом, редко с хлоритом. В виде линзочек и гнездообразных скоплений, вытянутых по слоистости, встречаются мелкие включения кальцита. Пирит в количестве от следов до 5% образует мелкую рассеянную вкрапленность размером от 0,005 до 0,02 мм и линзовидно-прожилковые скопления с ориентировкой субпараллельной слоистости.

Стратиграфически выше согласно залегает толща сланцев, в нижней части которой расположен рудоносный горизонт. Минеральный состав метаморфически измененных пород меняется в более широких пределах в зависимости от разнообразия состава исходных первично-осадочных отложений. В прошлом это преимущественно глинистые, углисто-глинистые сланцы и алевролиты. В нижней, рудоносной части разреза локально, на отдельных участках развиты черные битуминозные доломитовые мергели с прослоями доломитов, доломитовых известняков, известняков и кремнисто-кварцитовидных образований с карбонатом и баритом. К этим участкам и приурочено свинцово-цинковое оруденение.

Вне пределов рудоносных зон сланцы и алевролиты, развивающиеся по первично песчано-глинистым отложениям, имеют хлорит-кварц-серицитовый состав. В этих наиболее распространенных породах преобладают серицит и кварц, постоянно присутствует хлорит (до 10—15%), редко биотит и мусковит. Встречаются зерна полевых шпатов. Рудные минералы, как правило, рассеяны по всей массе породы в виде зерен, гнезд, прожилковых скоплений. Они представлены пиритом, редко мелкими зернами сфалерита и галенита.

Рудоносны хлорит-биотитовые сланцы. Они сложены преимущественно биотитом (30—50, иногда до 70%). В них содержание хлорита варьирует от 5 до 30%, кварца — 1—5%, графита — 2—3, редко до 20% (скв. 23, глубины 27, 33, 58 м). На участках сланцев, обогащенных карбонатами, содержание кальцита и доломита достигает 40—50%, иногда до 70%. Наблюдаются прослои доломитов и доломитовых известняков мощностью от нескольких сантиметров до 1—2, реже нескольких метров. По простирацию в рудных зонах эти прослои прослеживаются пунктирно или в виде кулис. Вне пределов рудной зоны они не фиксируются или сменяются тонкими прослоями известняков. Рудное вещество в этих породах тонко распылено и вне собственно рудных тел, в большинстве случаев содержится в пределах 5—15, иногда до 20%. Рудные минералы представлены пиритом, реже сфалеритом и галенитом, образуют рассеянную мелкозернистую вкрапленность, иногда тонкие линзовидные и прожилковые скопления, ориентированные вдоль сланцеватости. С увеличением содержания сфалерита и галенита происходит постепенный переход в полосчатые промышленные руды.

В рудоносном горизонте сланцев встречаются включения карбонат- и баритсодержащих кремнисто-кварцитовидных образований в форме желваков и усложненных линз, ассоциирующих нередко со свинцово-

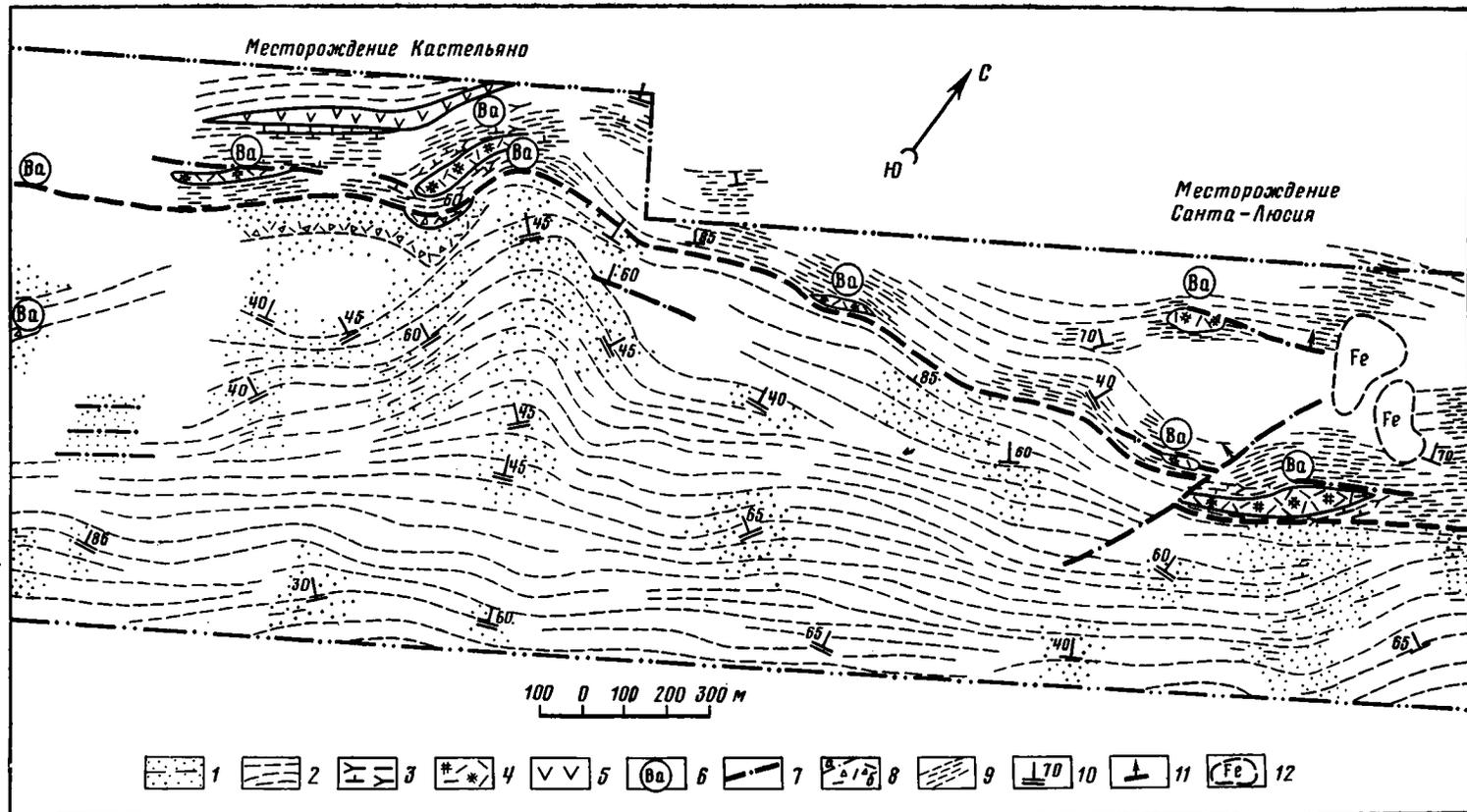
цинковым орудением. Их мощность 1—15 м, редко до 25—30 м. Эти образования имеют пятнистую текстуру и гетеробластовую структуру. Основная масса породы представлена неравномерно-зернистым и крип-токристаллическим кварцем с тонкими прожилковидными и неправильной формы образованиями более крупнозернистого перекристаллизованного кварца. Кроме кварца в породе, как правило, присутствуют кальцит, барит и рудный минерал. Содержание кальцита и барита — от единичных зерен до 20% и рудных минералов — от редкой вкрапленности до 25—40%. Распределение в породе рудного компонента, а также барита и кальцита весьма неравномерное. Рудные минералы, представленные пиритом, сфалеритом и галенитом, расположены пятнисто. Формы рудных выделений — мелкие единичные зерна, рассеянная их вкрапленность, агрегаты, гнездообразные и прожилковые скопления. Кальцит образует прожилковые и гнездообразные выделения, замещающая нередко барит и кварц. Барит встречается в виде рассеянных зерен удлиненно-призматической, реже ксеноморфной формы, а также в виде системы тонких разнообразно ориентированных прожилков, замещает кальцит и кварц. Такие взаимоотношения обусловлены продолжительной метаморфической, в том числе, возможно, и метасоматической перекристаллизацией и перераспределением нерудного и рудного вещества.

В пределах месторождения Капельяно, в сланцах висячего бока, встречены вулканогенные породы, представленные диабазовыми порфиритами (фиг. 2). Плагноклаз этих пород альбитизирован, пироксен замещен амфиболом и хлоритом с выделением соответствующих составу вторичных минералов. Порода хорошо сохранила микродиабазовую структуру основной массы и порфировидный облик в целом.

В тектоническом отношении рудоносная зона Санта-Люсия — Капельяно, как уже отмечалось, располагается на западном крыле антиклинальной структуры. Вдоль зоны устанавливается моноклиналиное залегание пород северо-восточного простирания (50—60°) с падением на северо-запад под углом 65—70°, достигая на отдельных участках 80—85°. В районе месторождения Капельяно имеет место некоторое локальное осложнение в залегании пород, где на общем фоне моноклиналиного залегания с крутыми углами падения наблюдается выполаживание до 30—65° (фиг. 2). В плане, на современном эрозионном срезе, контакт продуктивной толщи сланцев с подстилающими песчаниками и алевролитами образует плавный изгиб к северо-западу. Большинство установленных нарушений субпараллельно залеганию пород и приурочено к границам перехода различных по составу толщ. Эти нарушения прерывисты, образуют кулисы, иногда совпадают с рудоносным горизонтом, сопровождаясь минерализованными зонами брекчированных пород. Их протяженность от нескольких десятков до первых сотен метров. Кроме того, имеются нарушения, несогласные с элементами залегания основных структур субмеридионального и субширотного направлений и крутого, близкого к вертикальному положению падения. Минерализация в них не была встречена. Усложнения складчатости и некоторые разрывные нарушения в пределах месторождения Капельяно, вероятно, сыграли свою роль в конечной локализации свинцово-цинкового орудения в стадию метаморфического перераспределения и, возможно, метасоматического переотложения рудного вещества. На месторождении Санта-Люсия такие проявления тектоники слабее, поэтому первичный стратифицированный облик орудения выражен отчетливее.

МЕТАМОРФИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ СТРАТИФОРМНЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САНТА-ЛЮСИЯ И КАПЕЛЬЯНО

Для месторождений Санта-Люсия и Капельяно устанавливается характерное сходство условий образования первично-осадочных рудовмещающих комплексов пород. В результате диагенеза и метаморфиз-



ма, отвечающего зеленосланцевой фации, произошло преобразование минерального состава пород, их структур и текстур. Результатом метаморфизма является: регенерация зерен кварца, появление новообразованных минералов — серицита, мусковита, хлорита, биотита, графита; проявление карбонатизации; появление альпийского типа прожилков и неправильной формы выделений кварца и кальцита.

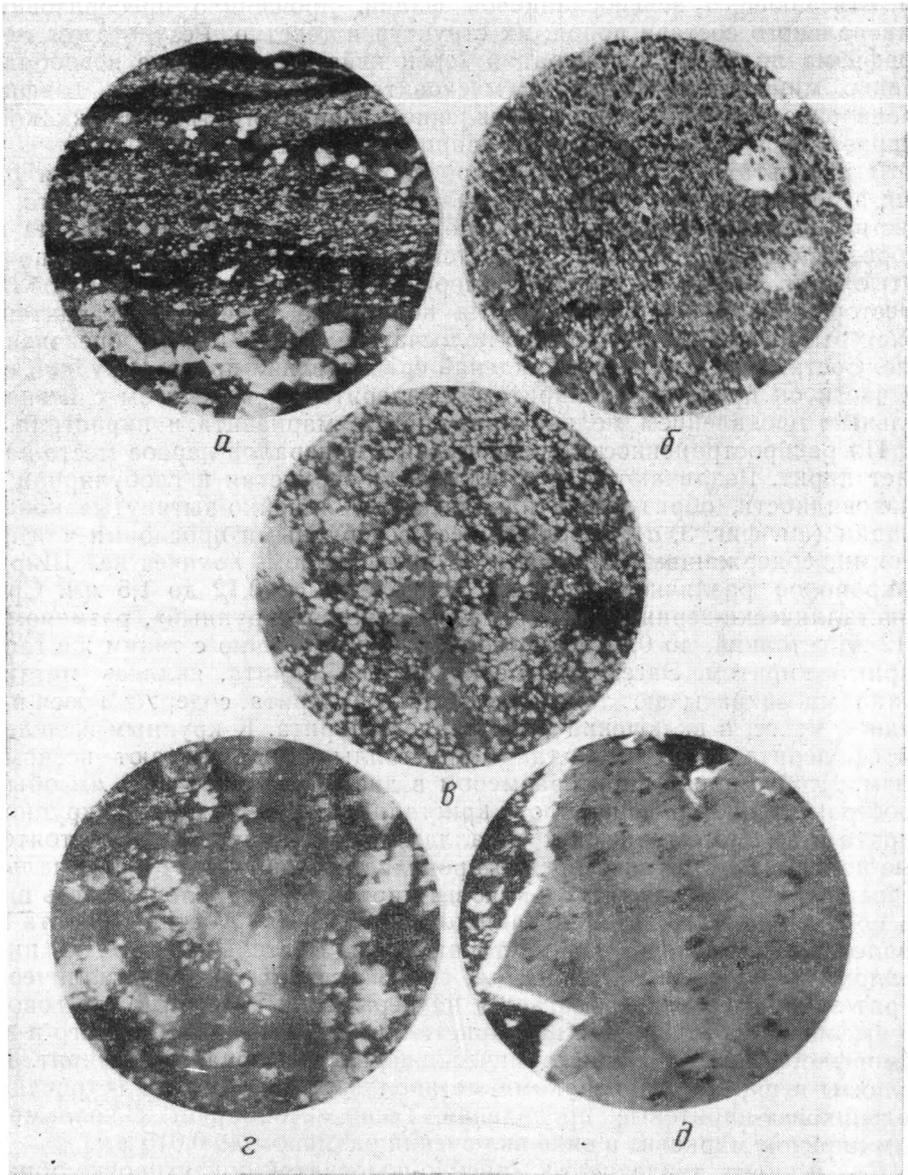
В результате метаморфизма происходили перекристаллизация рудных агрегатов, зерен пирита и сфалерита, переотложение рудного вещества. Получены подновленные полосчатые текстуры. В итоге на месторождениях Санта-Люсия и Кастьяно сформировались руды полосчатые (фиг. 3, а, б) и руды метаморфогенно-метасоматического облика (месторождение Кастьяно). Для последних участками характерны текстуры массивные, реликтово-полосчатые (фиг. 3, в) и брекчиевидные. Состав руд этих месторождений сравнительно прост. В рудной своей части он представлен пиритом, сфалеритом и галенитом с незначительным проявлением мельниквит-пирита, марказита и пирротина.

По распространенности среди рудных минералов первое место занимает пирит. Различаются кристаллически-зернистая и глобулярная его разновидности, образующие параллельные линейно-вытянутые концентрации (см. фиг. 3, а), чередующиеся с нерудными прослоями или прослоями, содержащими сульфиды в подчиненном количестве. Ширина микрополос различного состава колеблется от 0,12 до 1,5 мм. Среди кристаллически-зернистого пирита выделяется «крупный», размером до 0,12 м, и тонкий, до 0,01 мм, ассоциирующий обычно с таким же глобулярным пиритом. Эвгедральные кристаллы пирита, являясь метакристаллами, захватывают тончайшую сыпь сфалерита, содержащуюся в нерудной массе, и включения глобулярного пирита. К крупным выделениям сфалерита и галенита такие кристаллы обнаруживают ксеноморфизм. Глобулярный пирит размером в диаметре 0,005—0,01 мм обычно пространственно разобщен от кристаллически-зернистого «крупного» пирита и вместе с тонкими кристаллами пирита образует самостоятельные полосы. В глобулях нередко проявляется концентрически-зональное строение с марказитом и мельниквит-пиритом. Центральная часть иногда полая или содержит мельчайшие (до 0,002 мм) частицы пирита или сфалерита и галенита. На месторождении Кастьяно нередко пирит коллморфный (скв. 23, гл. 97,7 м; скв. 32, гл. 176 м). Кристаллический пирит закономерно располагается на периферии агрегатов, что говорит об имевшем место явлении перекристаллизации тонкодисперсного и колломорфного пирита в кристаллически-зернистый зональный пирит. Как реликты в пирите с признаками метаколлоидных структур встречаются мельниквит-пиритовые проявления. Тесно ассоциирует с колломорфным пиритом марказит в виде включений размером до 0,015 мм.

Как и пирит, тенденцию к линейно-полосчатой ориентировке обнаруживает и сфалерит (см. фиг. 3, б). Он образует вкрапленность как в нерудной основе полос вкрапленного пирита, так и внутри его зерен, входит в состав пиритовых агрегатов. Размер зерен сфалерита достигает

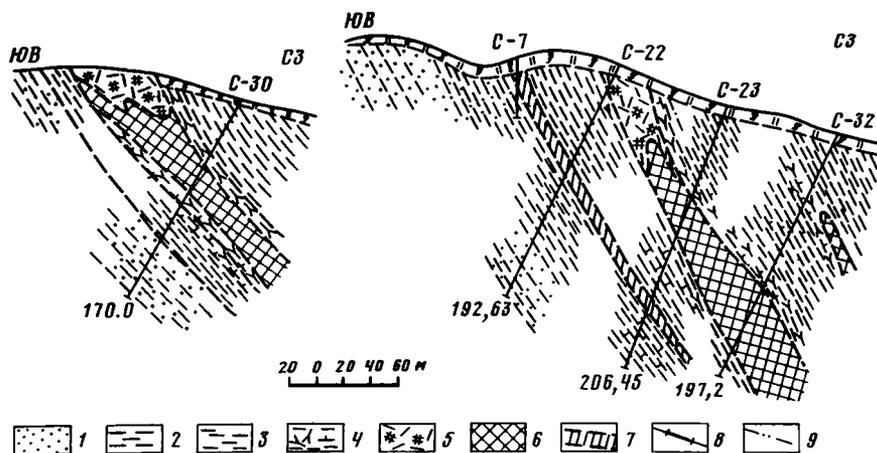
Фиг. 2. Схематическая геологическая карта зоны развития стратиформного свинцово-цинкового оруденения (месторождение Санта-Люсия и Кастьяно)

1—3 — юрские флишеподобные отложения (I_{1-2}): 1 — нижняя толща, переслаивание кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 2 — 3 — верхняя сланцевая толща: 2 — алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями мергелей, известняков, доломитсодержащих известняков и доломитов; 3 — черные графит- и карбонатсодержащие сланцы, битуминозные доломитовые мергели, доломиты и доломитовые известняки; 4 — зоны развития кремнисто-кварцитовидных пород с карбонатом, баритом и свинцово-цинковым оруденением; 5 — диабазовые порфириды; 6 — проявления барита; 7 — нижняя граница рудоносного стратиграфического горизонта; 8 — тектонические нарушения (а) и зоны брекчированных пород (б); 9—10 — элементы залегания слоистости пород и руд; 9 — прослеженное простираание, 10 — угол падения в масштабном векторном выражении; 11 — элементы залегания тектонических нарушений; 12 — переотложенные бурожелезняковые образования



Фиг. 3. Структуры и текстуры руд

а — параллельные линейно-вытянутые концентрации кристаллически-зернистого и глобулярного пирита с включениями сфалерита, реже галенита. Месторождение Санта-Люсия. Скв. 30, глубина 79, 80 м. Полированный шлиф, $\times 52$; **б** — линейно-полосчатое расположение зерен сфалерита (нижняя часть фото, серые сравнительно крупные выделения) в полосе развития тонкого преимущественно глобулярного пирита. Месторождение Санта-Люсия. Скв. 30, глубина 66, 85 м. Полированный шлиф, $\times 52$; **в** — взаимоотношения пирита глобулярного и кристаллического (белое) и сфалерита (серое). Месторождение Санта-Люсия. Скв. 30, глубина 66, 85 м. Полированный шлиф, $\times 120$; **г** — перекристаллизация пирита и сфалерита в результате метаморфизма. Месторождение Кастельяно. Скв. 32, глубина 176 м. Полированный шлиф, $\times 230$; **д** — метакристаллический пирит в виде оторочек по периферии зерен сфалерита (серое). Месторождение Кастельяно. Скв. 39, глубина 90. 75 м. Полированный шлиф, $\times 230$



Фиг. 4. Геологические разрезы по скважине 30 (месторождение Санта-Люсия) и скважинам 7, 22, 23, 32 (месторождение Капельяно)

1 — песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые; 2 — алевролиты; 3 — сланцы первично глинистые с переслаиванием и переходами в алевролиты; 4 — сланцы первично углисто-глинистые и глинистые карбонатсодержащие, черные битуминозные, доломитовые мергели, участками переходящие в маломощные прослои доломитовых известняков и доломитов; 5 — бурый железняк и карбонатсодержащие барит-кварцевые породы в зоне окисления рудной зоны; 6 — свинцово-цинковое оруденение; 7 — пиритная минерализация с халькопиритом; 8 — рудные интервалы по скважинам; 9 — тектонические нарушения

0,1 мм, тонкая его сыпь имеет размеры 0,003—0,006 мм. В кварц-карбонатной среде он иногда образует сплошные выделения с размером его эвгедральных зерен до 1,5 мм. Сфалерит редко встречается чистым. Обычно он переполнен вкрапленностью пирита и галенита, при большом увеличении в нем наблюдается пирротин как продукт распада твердого раствора. Чистотой обычно отличается сфалерит в секущих трещинах. Пространственно со сфалеритом связан галенит. Он выполняет межзерновые промежутки в его агрегатах и образует включения внутри зерен (фиг. 3, з, д).

В рудном поле месторождения Капельяно установлено наличие слабо проявленного горизонта медной минерализации, представленного преимущественно пиритом с подчиненным развитием халькопирита (фиг. 4). Он расположен в нижней части геологического разреза, будучи приуроченным к терригенным породам и обособляясь тем самым от залегающего выше барит-свинцово-цинкового оруденения, связанного с горизонтом развития терригенно-карбонатных доломитсодержащих пород.

На месторождениях Капельяно и Санта-Люсия наблюдается обогащение карбонатсодержащих пород (включая известняки) стронцием (0,03—0,1%). Резко повышенные его содержания сопутствуют бариту (0,1—0,3%). Цирконий приурочен к песчаникам и алевролитам (0,01—0,03%).

Руды свинцово-цинковых месторождений характеризуются высокими средними содержаниями цинка (7,08 — Капельяно, 5,55% — Санта-Люсия), несколько ниже — свинца (3,22 и 1,12%) и отсутствием (практически) меди (0,09 и 0,10%). В них одинаковые средние содержания бария — 2,51 и 2,47%.

Рудная залежь месторождения Капельяно сравнительно с месторождением Санта-Люсия имеет несколько повышенное среднее содержание серебра (соответственно 59,3 и 39,2 г/т), золота (0,3 и 0,0 г/т), стронция (0,08 и 0,05%) и характеризуется пониженным содержанием

в руде пирита (серы 16,62%, на Санта-Люсия — 25,5%). Эти различия свидетельствуют о направленности процесса, ведущего в конечном итоге к обогащению руд цинком и свинцом. Полосчатые текстуры руд месторождения Санта-Люсия фиксируют облик свинцово-цинкового оруденения на ранних стадиях своего формирования.

ВЫВОДЫ

1. Свинцово-цинковые месторождения Санта-Люсия и Капельяно расположены в карбонатно-терригенных флишоидных образованиях. Они приурочены к участкам развития отложений застойной седиментации, представленной черными битуминозными и углистыми доломитами, доломитовыми мергелями, сланцами и доломитовыми известняками.

2. В обследованной зоне баритовая и барит-свинцово-цинковая минерализация прослеживаются вдоль одного стратиграфического горизонта толщи глинистых и углисто-глинистых сланцев, в пределах которого участками развиты маломощные тонкослоистые известняки, доломит-содержащие карбонаты и доломиты.

3. В пространственном размещении руд наблюдается обособленность проявлений медной минерализации и свинцово-цинкового оруденения. Медная минерализация локализована в нижней терригенной части разреза рудовмещающей толщи сланцев. Свинцово-цинковые руды залегают стратиграфически выше и приурочены к карбонатным доломитсодержащим породам.

4. Особенностью изученных месторождений являются относительная простота минерального состава руд и исключительное его постоянство, характерные для оруденения стратиформного типа.

5. Степень метаморфизма рудовмещающих пород месторождений Санта-Люсия и Капельяно соответствует зеленосланцевой фации. В процессе метаморфической трансформации руд происходило перераспределение и переотложение рудного вещества, происходила перекристаллизация рудных агрегатов и минералов. Получили развитие полосчатые, пятнистые, реликтивно-полосчатые, массивные и брекчиевидные текстуры руд.

6. Флишоидные отложения северо-западной части Кубы, где расположены основные медные и свинцово-цинковые месторождения, являются потенциально перспективными на открытие новых месторождений. Дальнейшие литолого-фациальные исследования этих отложений с учетом региональных и локальных закономерностей размещения известных месторождений помогут уточнить положение перспективных на медь, свинец и цинк интервалов стратиграфического разреза и выделить новые участки возможной локализации оруденения стратиформного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Jimenez A. N.* Yotros Geologia de Cuba. La Habana, 1964.
- Golyer E.* The Geology of Cuban Petroleum Deposits.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1918.
- Kromelbein K.* Los primeros fosiles marinos (Trigoniidae, Lamellibr.) proedentes de la formation Cayetana del Oeste de Cuba.— Mem. Soc. Cubana Hist. Nat. 1956—1960.
- Lewis J. W.* Geology of Cuba.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1932.
- Poptavski J. T.* Estructura geologica del yacimiento Matahambre. Nuestra Industria Revista Technologica La Habana, 1966.
- Torre A.* Fauna de la Farmacion Cayetano del jurasico Medio de Penar del Rio.— Mem. Soc. Cubana Hist. Nat., 1960.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.2:551.35 (266)

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Г. Л. ВАСИЛЬЕВА

Имеющийся литературный материал показывает отсутствие исчерпывающей информации, об эндогенной металлогении дна океанов (Смирнов, 1975).

В этой связи определенный интерес представляют каждые новые факты, свидетельствующие о наличии среди осадков северо-восточной части Тихого океана рудных образований, имеющих явно эндогенное происхождение.

Материалом для исследований послужили образцы, поднятые на ряде станций во время 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» по профилю: атолл Уэйк — Гавайские острова — побережье Мексики.

Изучение осадков выполнено по отдельно взятым горизонтам, среди которых в качестве обязательных являлись: поверхностный слой, забой и средняя часть разреза. По отдельным станциям число исследованных прослоек несколько увеличивалось. Подготовка образцов для анализов проводилась следующим образом: вначале образец, помещенный в тонкую капроновую сетку, диаметр отверстий у которой около 0,1 мм, в течение 1—2 суток вымачивался в дистиллированной воде; в дальнейшем он промывался под струей водопроводной воды. Таким путем собирались фракции больше и меньше 0,1 мм. Фракция больше 0,1 мм, остающаяся в капроновой сетке, собиралась, высушивалась и расситывалась.

Полученные в результате этих операций фракции изучались под бинокулярной лупой и микроскопом. Отобранные вручную отдельные минеральные частицы и агрегаты подвергались рентгеновскому анализу по методу, распространенному у нас в СССР благодаря работе А. Д. Генкина и Н. В. Королева (1961). Рентгеновский анализ выполнен на УРС-55 (диаметр камеры 55,3 мм). Почти все образцы, отобранные для настоящей работы, анализировались дважды: с железистым неотфильтрованным излучением и с кобальтовым антикатодом, отфильтрованным железом. Всего продублировано около 30 проб. Существенную помощь при диагностике изучаемых образований оказал лазерный микроанализатор (LMA-1), позволивший получать усредненные величины полукачественных содержаний главных и второстепенных элементов.

При детальном рассмотрении под бинокуляром фракции около 0,1 мм осадков, отобранных из различных интервалов, нами установлены явно металлические образования, имеющие разные цвет, форму, размер и, как будет показано ниже, характеризующиеся разным составом. Отме-

Межплоскостные расстояния и интенсивности

105		38		33		15		61		86		3	
<i>l</i>	<i>d</i>												
												2	3,74
												2	3,39
		2	3,04					5	3,04	2	3,03	10	3,03
						2	2,99						
		1	2,86			8	2,91					1	2,83
						8	2,76						
		2	2,49									1	2,49
				3	2,37								
		2	2,29							3	2,24	2	2,28
10	2,10	10	2,14	10	2,15					1	2,11		
1	2,02	2	2,08			2	2,06						
2	1,90	2	1,92			10	2,00	10	2,03	10	2,03		
6	1,82	3	1,85	8	1,86	2	1,88						
						3	1,65						
						3	1,60						
						3	1,47	6	1,43	5	1,43		
						3	1,43						
		2	1,34	6	1,31					1	1,32		
8	1,28	1	1,20	5	1,22	2	1,29			2	1,29		
						6	1,20						
8	1,10	2	1,11					10	1,18	10	1,17		
6	1,05			6	1,07	3	1,09	10	1,01	6	1,01		
						2	1,03						
						2	1,02						
							0,98						
						2	0,97						

тим, что в настоящей статье не приводится полный список обнаруженных самородных металлов и интерметаллических соединений. Здесь рассматриваются лишь некоторые, которые, на наш взгляд, наиболее типичны.

Особое место среди образцов, резко отличаясь своим цветом, занимают желтого и латуно-желтого цвета пленки (фигура, *a*) и пластинки. Один раз встречена трубочка небольшого размера, желтого цвета, диаметром менее 0,1 мм, длиной около 0,2—0,3 мм. Результаты рентгеновских (табл. 1) и полуколичественных спектральных анализов (табл. 2), выполненных на микроанализаторе, свидетельствуют, что в данном случае нами встречены почти чистая от примеси самородная медь и интерметаллические соединения, в которых дополнительными компонентами к меди являются цинк и кремний. К другой группе металлических образований нами относятся тонкие пленочные выделения, имеющие на одной стороне блестящий стально-серый цвет (фигура, *b*), а на другой — матовый. Эти пленки несколько вытянуты по длине и как бы подразделены на ряд более мелких правильных по форме участков. Спектральный и рентгеновский анализы (см. табл. 1 и 2, обр. 15) свидетельствуют, что мы имеем дело с соединением типа олово — кремний.

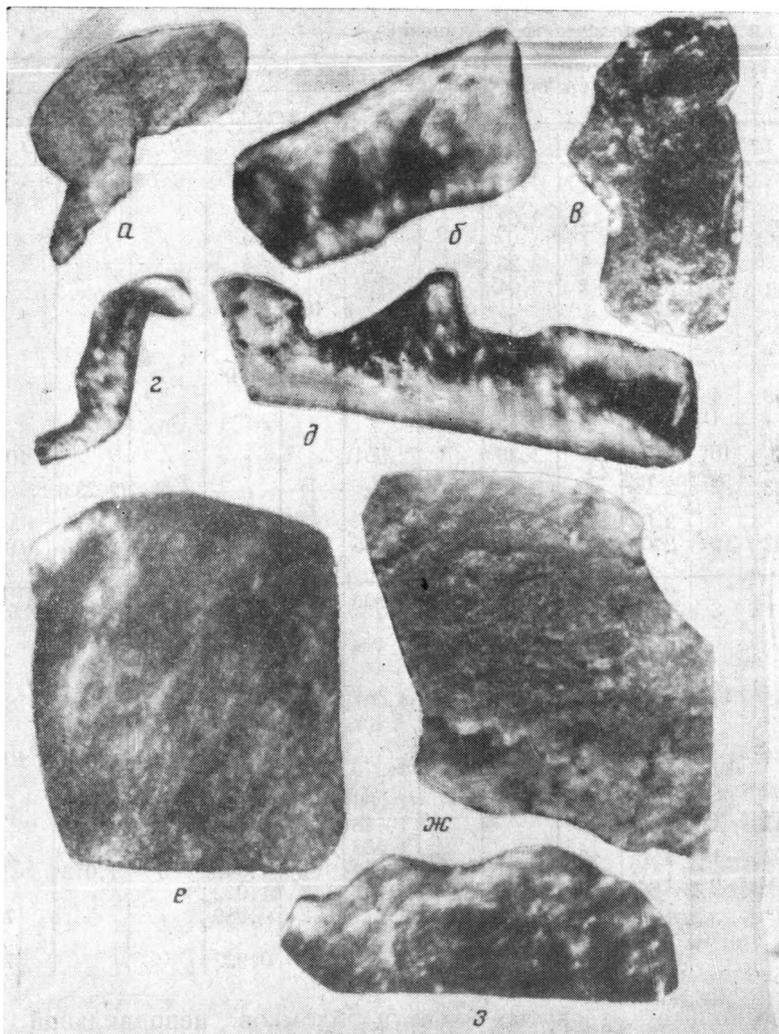
Наиболее широко развитыми среди осадков оказались сильномагнитные образцы металлов, имеющих вид проволокообразных палочек, че-

металлов и интерметаллических соединений

100		70		4 (а, б)		Cu		Sn		Fe		Al	
						(Михеев, 1957)							
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
				2	3,62								
		2	3,31	1	3,26								
		3	3,05	2	3,04			10	2,91				
				4	2,72			9	2,79				
		4	2,58	8	2,55								
		1	2,46	1	2,48								
2	2,58	10	2,33	10	2,33	4	(2,301)					10	2,34
10	2,32	2	2,24	2	2,19					3	(2,233)		
2	2,23												
		1	2,09	1	2,01			7	2,05				
		10	2,03	8	2,01	9	2,085	10	2,01	9	2,022	9	2,030
				1	1,93	3	(1,992)						
		8	1,79	2	1,81	8	1,806						
								7	1,65				
8	1,43	1	1,45	3	1,43	4	(1,407)	7	1,48	7	1,430	8	1,432
								6	1,45				
1	1,34	1	1,34	4	1,22	10	1,276	6	1,298	4	1,289	10	1,221
10	1,27	1	1,29					7	1,200				
		8	1,22	5	1,16	4	(1,200)			10	1,168	5	1,169
6	1,17	4	1,17			2	1,148						
								5	1,092	2	(1,117)		
3	1,02	1	1,15	2	1,02	9	1,088	4	1,042	7	1,012	4	1,013
2	1,00	6	1,04			5	1,042						
								3	1,022				
				5	0,92			2	0,980			7	0,928
												7	0,905
								3	0,927				

шук, несколько изогнутых лент и обломков неправильной формы, имеющих типичный стально-серый цвет (см. фигуру, *в*, *г*, *д*). Полуколичественный спектральный анализ указал, что это в основном железокремниевые соединения и, несколько реже, почти чистое самородное железо, несущее небольшие по величине примеси кремния и других элементов (см. табл. 2, обр. 61, 86). Заметим при этом, что ни в одной из изученных образцов самородного железа или железокремнистых соединений нами не были установлены повышенные концентрации никеля, кобальта или других каких-либо малых элементов, широко развитых в образованиях, имеющих космическое происхождение. Рентгеновский анализ подтвердил данные спектрального анализа о наличии самородного железа и железа с примесью кремния (см. табл. 1).

Отметим, что помимо самородного железа и железокремниевых соединений среди осадков изученных станций нами обнаружены и переотложенные типично эксгалационные руды и микроконкреции, почти полностью представленные ферримонтмориллонитами, а также прекрасно выраженные идиоморфные кристаллы магнетита, ярко-красного цвета мелкие выделения гидрогематита, бурого цвета — лимонита и др. Встречен нами и другой тип ассоциации железа и кремния, в котором последний играет решающую роль. Si-Fe-соединения наблюдаются в виде выделений по мелким трещинам, рассекающим палагонитизированные ба-



Микрофотографии самородных металлов и интерметаллических соединений, $\times 45$, без анализатора

а — желтого цвета пленочное образование (обр. 33); *б* — пленка металлическая, серо-белая (обр. 15); *в*, *г*, *д* — различные по форме, сильно-магнитные металлические образования (обр. 61, 86); *е* — черного цвета, тонкая металлическая пластинка, (обр. 3); *ж*, *з* — серебристо-белые, металлические, несколько неправильные по форме пластинка и обломок (обр. 70, 46)

зальты, а также в виде тонких, черного цвета, почти прямоугольной формы пластинок (см. фигуру, *е*), имеющих всегда сложное строение. Их верхние и нижние части представлены Si-Fe-соединениями (см. табл. 1, 2; обр. 3), а средняя — почти исключительно кремнием. На поверхности пластинок нередко под бинокляром можно наблюдать ржаво-бурые пятна, появляющиеся в результате окисления двухвалентного железа, участвующего в сложении подобных образований. Среди изученных нами осадков были обнаружены пленки, тонкие пластинки и обломки несколько угловатой формы серебристо-белого металла (см. фигуру, *ж*), определенного с помощью спектрального и рентгеновского анализов как алюминий с небольшой примесью ряда элементов и алюминий-кремний, алюминий-титан соединения (см. табл. 1, 2; обр. 100, 70).

Таблица 2

Результаты полуколичественных спектральных анализов самородных металлов и интерметаллических соединений (лазерный микроанализатор LMA-1)

Элементы	105	38	33	15	61	86	3	100	70	4а	4б
Mn	Средн. *	Слаб.	Слаб.	Слаб.	Слаб.	Средн.	Слаб.	Слаб.	Слаб.	Средн.	Слаб.
Sn	—	—	—	Очень сильн.	—	—	Следы	»	—	—	—
Cu	Очень сильн.	Очень сильн.	Очень сильн.	Средн.	Следы	Слаб.	»	Следы	Слаб.	Слаб.	Слаб.
Zn	—	Сильн.	Средн.	—	»	Следы	—	—	»	Сильн.	»
Ti	—	Следы	—	Средн.	—	»	Слаб.	—	Сильн.	Следы	Следы
Mg	Следы	Средн.	—	»	Следы	Слаб.	»	—	Средн.	Средн.	Средн.
Si	Слаб.	Сильн.	—	Сильн.	Слаб.	Сильн.	Сильн.	Средн.	»	Очень сильн.	Сильн.
Al	Средн.	Слаб.	Следы	Слаб.	»	Слаб.	Слаб.	Очень сильн.	Очень сильн.	»	Очень сильн.
Fe	Слаб.	Средн.	Средн.	Средн.	Очень сильн.	Очень сильн.	Сильн.	Средн.	Средн.	Средн.	Средн.
Ca	»	Слаб.	»	»	Слаб.	Средн.	Следы	Слаб.	Слаб.	Слаб.	Слаб.
Главные элементы	Cu	Cu+Zn (Si)	Cu (Zn)	Sn+Si	Fe	Fe+Si	Si+Fe	Al	Al (Ti)	Al+Si (Zn+Fe)	Al+Si

* Очень сильная >10%; сильная — 10—1%; средняя — 1—0,1%; слабая — сотые доли процента; следы — тысячные доли процента; прочерк — ниже порога чувствительности прибора.

Более сложное строение имеют металлические пластинки (фигура, ж), несущие на одной стороне «нашлепки», имеющие слабо-желтоватый цвет. Судя по анализам, основной металл представлен алюминием с небольшой примесью кремния, а в желтого цвета минеральном образовании основными элементами являются цинк, кремний и железо (см. табл. 1, 2; обр. 4а и 4б).

Нахождение самородных металлов и интерметаллических соединений, впервые обнаруженных нами в осадках Тихого океана (и судя по имеющимся литературным данным, в океанах вообще), достаточно закономерно. Основная часть их приурочена к станциям, расположенным вблизи разломной зоны Клариион, и в особенности к группе вулканических островов Ревилья-Хихедо, генетически связанных с этой зоной. Наиболее часто металлы встречаются в разрезе станции 655 (18°56' с. ш., 113°33' з. д.; особенно на горизонтах 220—230 и 0—5 см). Меньше их было обнаружено в разрезах станций 675 (19°10' с. ш., 116°00' з. д.) и 653 (18°39' с. ш., 119°00' з. д.). Другим районом, где среди осадков также установлены металлы, являются Гавайские острова.

Здесь в разрезах ряда изученных станций, как, например, 623 (19°45' с. ш., 165°56' з. д.) и 621 (22° с. ш., 165°52' з. д.) обнаружены самородное железо и соединения типа железо-кремний и кремний-железо.

Широко известно, что металлы и интерметаллические соединения могут образовываться при резко восстановительных условиях в разнообразных геологических процессах. Появление их среди основных и ультраосновных пород, участвующих главным образом в строении дна океанов, может быть связано с процессами серпентинизации. П. Рамдором (1967), например, приводится большой список различных минералов (окислы, металлы, сульфиды, арсениды, минералы со слоистой решеткой), возникающих при серпентинизации основных и ультраосновных пород. По мнению Д. С. Штейнберга и И. С. Чашукина (1973), нахождение среди ультраосновных пород Урала и ряда других регионов графита, магнетита и самородного железа может быть объяснено преобразованием появляющихся на определенной стадии серпентинизации карбидов металлов. В то же время нельзя снять со счетов и многочисленные данные, указывающие на выделение металлов из гидротермальных растворов. Бросается в глаза, что главная часть найденных металлов и соединений почти всегда связана с кремнием. Важными также, по нашему мнению, являются и данные, свидетельствующие о почти полном отсутствии среди металлов и соединений таких малых элементов, как никель, кобальт и др., которыми богаты водородные Fe-Mn океанские руды и эксгаляционные металлосодержащие осадки (Меро, 1965; Bostrom, 1973; Dumond and Veeh, 1975; Piper, 1973, и др.).

Одновременно с нами Б. В. Олейников, А. В. Округин и Н. В. Лескова (1978) также обнаружили самородный алюминий и другие металлы среди траповых интрузивов Сибирской платформы, связанных с толеит-базальтовой, реже пикрит-базальтовой сериями расплавов.

Находки самородного алюминия в продуктах базитового магматизма, по их мнению, определенно указывают на ведущую роль водорода в потоках интрателлурического флюида и являются существенным аргументом в пользу наличия в глубинах Земли гидридных соединений (Ларин, 1975).

Присутствие в осадках Тихого океана силицидов (металл-кремниевых соединений) в районе разлома Клариион и Восточно-Тихоокеанского поднятия не случайно. Они явно образовывались в восстановительной обстановке и попадали в осадок ст. 655 механическим путем.

Впервые обнаруженные силициды и сопутствующие им минералы, по нашему мнению, будут встречены и на других участках дна, особенно там, где наиболее активно проявляется тектоническая жизнь и сопутствующая ей магматическая деятельность.

- Генкин А. Д., Королев Н. В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., «Наука», 1975.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1960.
- Олейников Б. В., Округин А. В., Лескова Н. В. Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах. Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1.
- Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
- Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации.— Геол. рудн. месторожд. 1967, № 2.
- Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., «Наука», 1977.
- Boström K. The origine and fate of ferromanganoan active ridge sdeiments. Acta Univ. Stokholmiensis, 1973.
- Dymond J. and Veeh H. H. Metal accumulation artes in the southeast Pacific and the origin of metalliferous sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 28, No. 1.
- Piper David Z. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, No. 1.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат. М., 1957.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 552.323.5(571.5)

О ПРЕОБРАЗОВАНИИ ИНТЕРСТИЦИОННОГО СТЕКЛА В ЭФФУЗИВНЫХ БАЗАЛЬТАХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

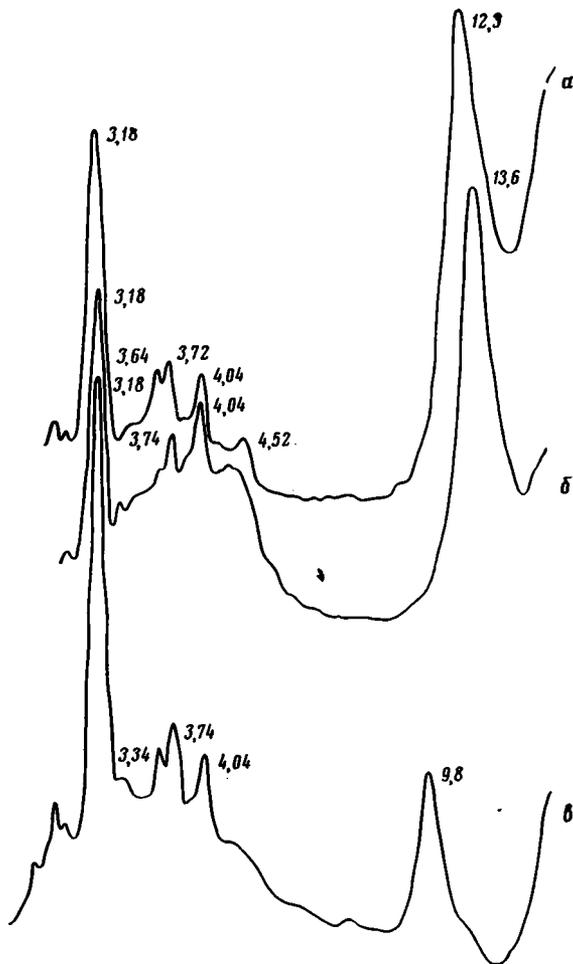
Д. И. КУДРЯВЦЕВ

В последние годы в связи с широко развернувшимися работами по изучению пород океанического субстрата резко возрос интерес к изучению базальтов. Многочисленными исследователями (Hart, 1973; Мэтьюз, 1973; Коссовская, Шутов, 1976, и др.) было установлено, что наиболее важными вторичными минералами в океанических базальтах являются смектиты нонтронит-сапонитовой группы, иногда замещающие до 40—60% объема породы. В базальтах Тунгусской синеклизы, которые по условиям залегания и петрохимическому типу близки к океаническим базальтам, смектиты также наиболее распространенные вторичные минералы. Как в океанических базальтах, так и в базальтах Тунгусской синеклизы они занимают самые различные структурные положения в породе: замещают оливины, пироксены, плагиоклазы, интерстиционное стекло, выполняют миндалины, трещины и т. д. Однако, очевидно, что наибольший объем глинистых минералов формируется по интерстиционному стеклу базальтов. Динамика замещения интерстиционного стекла минералами группы смектита до сих пор не изучена, что связано, по-видимому, с чрезвычайной трудностью обнаружения свежего интерстиционного стекла в интенсивно измененных базальтах.

Валовое количество глинистых минералов в базальтах колеблется в зависимости от их проницаемости от 2—3% в анамезитах до 40—60% в миндалекаменных базальтах. Дифрактограмма типичного смектита, выделенного из базальтов, представлена на фиг. 1.

Чистое стекло в интерстициях встречается крайне редко, практически всегда оно бывает полностью или частично замещено смектитом. Участки прозрачного стекла встречаются только тогда, когда по каким-либо причинам данный участок породы находился в слабопроницаемой зоне и растворы оказывали на него слабое влияние.

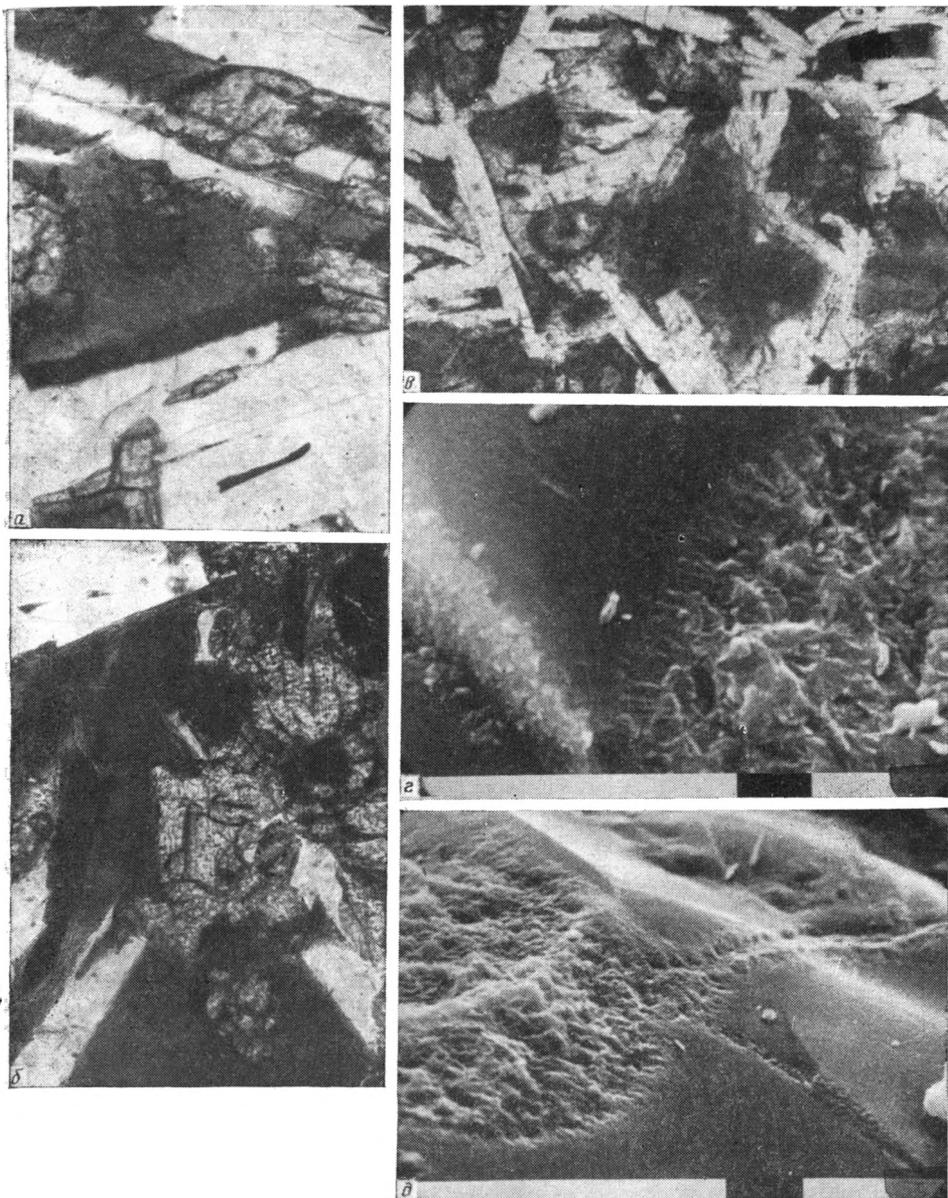
В шлифе стекло интерстиций представляет собой прозрачное изотропное образование фиолетово-коричневого цвета с показателем пре-



Фиг. 1. *а* — природный образец, *б* — насыщенный глицерином, *в* — прокаленный при 550° С

ломления — 1,498. В стекле часто встречаются игольчатые кристаллиты. В наиболее крупных из них наблюдается косое погасание ($<10-12^\circ$), положительное удлинение и двупреломление порядка 0,015—0,020, из чего можно предположить, что эти кристаллиты представлены амфиболами.

На первых стадиях замещения стекла образуются небольшие включения смектита неправильной формы, Смектит в этих включениях плохо окристаллизован, формирует беспорядочный агрегат, слабодвупреломляющий в серо-белых тонах первого порядка. У границы со стеклом двупреломление практически отсутствует, и наличие глинистого минерала заметно только по его бледно-зеленой окраске. Стекло вблизи границы со смектитовым включением имеет более темную буроватую окраску, чем в массе (фиг. 2, *а*). На следующей стадии замещения стекло изменено уже полностью, преобразованы также и кристаллиты амфибола, но контуры их еще заметны. На этой стадии смектит все еще плохо окристаллизован, двупреломление его низкое, окраска бледно-зеленая (фиг. 2, *б*). Затем смектит приобретает ярко-зеленую или буровато-зеленую окраску, оформляется в розетковидные агрегаты. Смектиты внедряются между окружающими интерстициями зернами плагиоклазов и пироксенов, замещая их по контурам (фиг. 2, *в*).



Фиг. 2. Микрофотографии интерстиционного стекла в базальтах (а, б, в — шлифы, $\times 90$, без анализатора; з, д — сканирующий электронный микроскоп)

При больших увеличениях (в 5000—10 000 раз), получаемых на сканирующем электронном микроскопе, удается заметить незначительное «разрыхление» стекла в отдельных участках и затем образование по нему смектитовых включений (фиг. 2, з). На самых ранних стадиях образования они заполнены крайне плохо окристаллизованным смектитом, стекло вблизи контакта с включением пронизано тонкими канальцами, раскрывающимися внутрь включений. Кроме того, необходимо отметить, что все смектитовые включения сопряжены с тонкими волосяными трещинами, секущими стекло; участки разрыхленного стекла и зоны новообразованного смектита вытягиваются от включений вдоль трещин (фиг. 2, д).

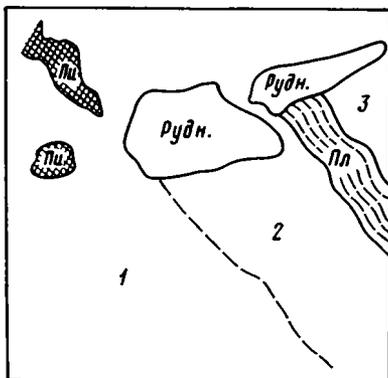
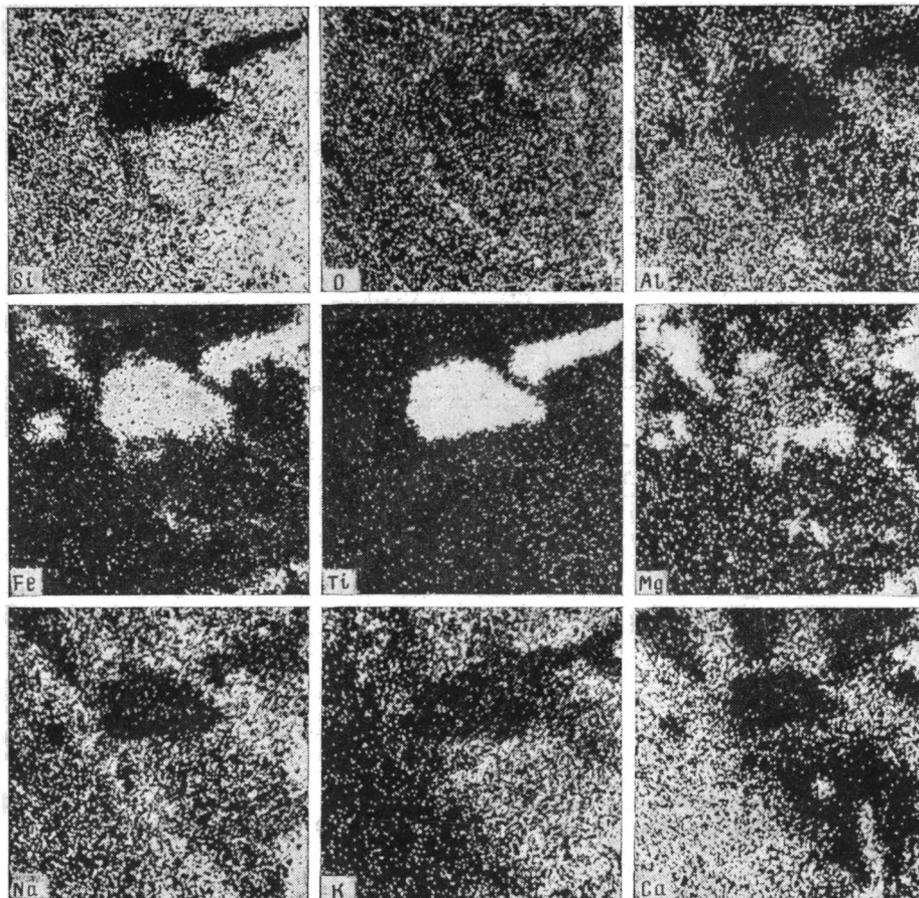


Рис. 3. Интерстиционное стекло с включением смектита, заснятое в рентгеновских спектрах элементов Вверху — зарисовка шлифа с увел. $\times 500$: поле 1 — прозрачное стекло, 2 — замутненное стекло с начинающейся раскристаллизацией смектита, 3 — смектитовое включение; рудн. — рудный минерал; пл — плагиоклаз; пи — пироксен



Предпринята попытка изучения перераспределения химических элементов при замещении стекла смектитом. Для этого на приборе «Самса МС-46» были получены качественные рентгеноспектральные снимки участков породы со стеклом, переходящим в смектит. Анализ снимков позволяет обнаружить изменение содержания химических элементов в смектите относительно стекла, по которому он образовался. Снимки были сделаны в спектрах O, Si, Al, Fe, Ti, Mg, Na, K, Ca. Для съемки был выбран участок интерстиционного стекла, содержащий минимальное количество кристаллитов, ограниченный выделениями рудного минерала и

Химические анализы базальтов и смектитов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6*
SiO ₂	47,85	49,18	46,12	37,41	38,66	39,09
TiO ₂	1,41	1,33	1,27	0,30	0,21	0,21
Al ₂ O ₃	14,65	14,51	14,46	8,57	5,66	5,56
Fe ₂ O ₃	6,57	2,42	6,74	17,89	19,25	19,27
FeO	5,76	10,30	6,26	4,81	2,66	3,62
MnO	0,20	0,19	0,17	0,15	0,17	0,22
MgO	6,61	6,07	6,21	11,76	11,75	10,84
CaO	10,30	10,37	10,08	2,59	2,70	2,64
Na ₂ O	2,08	2,10	1,72	0,31	0,25	0,25
K ₂ O	0,30	0,50	0,30	0,34	0,13	0,17
H ₂ O ⁺	1,38	1,06	2,24	5,93	9,03	9,69
H ₂ O ⁻	2,28	1,16	3,66	7,48	7,04	5,89
CO ₂	—	—	—	0,13	—	—
C	—	—	—	1,84	2,15	2,27
P ₂ O ₅	0,04	0,15	0,12	0,09	0,08	0,06
Сумма	99,46	99,33	99,37	99,58	99,74	99,78

* 1—3 — базальты пойкилофитовой структуры; 4—6 — смектиты, выделенные из базальтов.

плагиоклазов. Внутри интерстиции выделяются три поля: 1 — прозрачное стекло; 2 — стекло темное, буроватое с начинающейся раскристаллизацией смектита; 3 — собственно смектит (фиг. 3).

В поле 2 — на начальной стадии преобразования обнаруживается относительно поля 1 повышение содержания калия и кремния, а также снижение содержания кальция и алюминия. В поле 3 относительно стекла оказываются повышенными содержания кислорода, натрия, калия, кремния, пониженным — содержание кальция. Относительные количества железа, титана, магния остаются постоянными на всех трех полях. Содержание алюминия в поле 3 примерно такое же, как и в поле 1.

Исходя из представленных данных можно предположить, что образование смектита происходило путем замещения стекла при полном использовании заключенных в нем железа и магния. Для формирования смектита потребовалось мобилизовать из растворов некоторое количество натрия, калия и кремния, а кальций, содержащийся в стекле, при образовании смектита был частично вынесен. Снижение количества алюминия на первой стадии преобразования и повышение его содержания в смектите также указывают на то, что перераспределение элементов при формировании смектита не было замкнуто внутри интерстиции.

Таким образом, стекло оказалось обедненным по сравнению со смектитом, кремнекислотой и щелочами. Этот результат оказался неожиданным, так как содержание SiO₂ и щелочей в смектитах ниже, чем в валовых химических анализах базальтов (таблица). Известно, что в толеитовых базальтах остаточные продукты кристаллизации и интерстиционное стекло относительно обогащены кремнекислотой и щелочами (Хэтч и др., 1974).

Следовательно, изученное интерстиционное стекло, несмотря на свой свежий облик, существенно преобразовано химически, в частности, из него вынесено значительное количество кремнекислоты и щелочей.

Об измененности интерстиционного стекла свидетельствует и очень низкий показатель преломления (1,498), указывающий, по-видимому, на вхождение воды в структуру стекла.

Можно предположить, что интерстиционное стекло было подготовлено к замещению смектитом на более ранних стадиях изменения базальтов. Как следует из рентгеноспектральных снимков (см. фиг. 7), последующее замещение измененного стекла смектитом не сопровождалось существенным перераспределением элементов.

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Мэтьюз Д. Х. Измененные базальты банки Соуллоу и западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрография изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М., «Мир», 1974.
- Hart Robert A. A. Model of camiohal axchandly in the basalt-sea water system of oceanic, Layer II.— Canad. J. Earth sci., 1973, v. 10, No. 6.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
12/VI.1978

УДК 553.63

ЕЩЕ РАЗ О КАНЗИТЕ И МАККИНАВИТЕ

А. Г. РОЗАНОВ, Г. А. СИДОРЕНКО, Г. М. ЗАЙЦЕВА

Изучение механизма сульфидообразования в современных осадках и осадочных породах привело к обнаружению новых сульфидов железа, условия устойчивости которых могут служить характеристикой обстановки образования осадков и их метаморфизма. Исследование сульфидных минералов параллельными методами — анализом природных образований и лабораторным синтезом в условиях контролируемого эксперимента.

В 1958 г. С. Майер с сотрудниками (Meyer et al., 1958) выделил сульфид железа из продуктов коррозии стального нефтепровода в Канзасе (США). Формула этого сульфида Fe_3S_8 (55% Fe, 26% S), решетка кубическая типа *Fm3m* с параметром $a_0 = 10,1$ Å. Новый минерал был назван канзитом. Уже через год было опубликовано сообщение о находке канзита в рудах Финляндии. О. Коуво и У. Вуорилайнен (Koivo, Vuorelainen, 1959) показали, что минерал, ошибочно принимаемый за валлеринит, на самом деле является канзитом, что и было подтверждено сравнением их свойств и рентгенограмм.

Вскоре появилось сообщение Р. Бернера (Berger, 1962) о лабораторном синтезе тетрагонального сульфида железа и одновременно о находке природного сульфидного минерала, получившего название маккинавита (Evans et al., 1962, 1964), который также имел тетрагональную структуру и средний состав, соответствующий сульфиду железа с небольшим отклонением от стехиометрии моносульфида в сторону недостатка серы.

Дальнейший ход исследований, а именно лабораторный синтез, сравнение рентгенограмм и свойств канзита и маккинавита привели Р. Бернера (Berger, 1964) к выводу об ошибочности приписывания канзиту кубической структуры, а также к выводу о полной идентичности канзита и тетрагонального сульфида железа маккинавита. Сходное мнение высказывали и другие исследователи, в том числе О. Коуво с сотрудниками, которые опубликовали заметку о маккинавите из Финляндии, отметив при этом различие порошкограмм канзита и тетрагонального сульфида железа (Koivo et al., 1963). С тех пор термин «канзит» был практически вытеснен термином «маккинавит», и многочисленные лабораторные опыты, так же как и находки природных минералов, не поколебали мнения об отсутствии структурных различий между канзитом и маккинавитом.

В настоящей работе мы еще раз возвращаемся к вопросу о существовании канзита и маккинавита как о разных структурных формах суль-

Условия образования сульфидов из растворов двухвалентного железа

Образец. №	рН	S ²⁻ в растворе, мг/л	Состав сульфида Fe _{1+x} S	
			1+x (химический анализ)	фазы (рентген)
28	9,7	2730	1,10	Канзит
27	9,6	150	1,01	Аморфный
24	7,8	2630	1,04	Канзит
39	6,6	1028	0,99	Маккинавит
38	4,6	111	1,01	»

фида железа, об их составе, устойчивости и превращениях. С этой целью были поставлены эксперименты по синтезу сульфидов двухвалентного железа.

Получение сульфидов железа проводилось при комнатной температуре с применением растворов сернокислого железа или соли Мора и Na₂S в широком интервале величин рН, которые регулировались добавлением растворов NaOH и H₂SO₄. В кислой области применялся газообразный сероводород. Для лучшей кристаллизации осадков к раствору добавлялся NaCl. При проведении опытов было обращено специальное внимание на удаление ионов Fe³⁺ из исходных растворов. Для этого растворы сернокислого железа обрабатывались газообразным SO₂ или порошком металлического железа. SO₂ затем отгонялся аргоном при кипячении, металлическое железо отделялось фильтрованием в атмосфере аргона.

Образующиеся осадки сульфидов вместе с маточным раствором герметично закрывались и оставлялись для старения на срок от полугода до трех лет при комнатной температуре. Время, выбранное для старения образцов, вполне достаточно для достижения постоянства состава. Как отмечает Р. Хальберг, проводивший сходные эксперименты (Hallberg, 1972), выдержка образцов в течение двух лет не приводит к изменению их состава по сравнению с первыми двумя месяцами. Осадки фильтровались в атмосфере аргона, промывали растворами NaCl и спиртом.

В табл. 1 приведены результаты химического и рентгенофазового анализа, а также условия проведения опытов. Валовое железо и сера анализировались после растворения образцов в смеси брома и азотной кислоты. Содержание сульфидных ионов (сумма S²⁻, HS⁻ и H₂S) в маточном растворе определялось иодометрически. Рентгенофазовый анализ проводился в камере РКД с использованием FeK_α-излучения при напряжении 35 кВ и силе тока 12 мА. Относительная интенсивность оценивалась по десятибалльной шкале.

Рентгенографически изучались как синтезированные и описанные в данной работе сульфиды, так и природные образования, охарактеризованные минералогически в работе Л. М. Лебедева (1974). Высокая степень дисперсности позволила провести изучение проб методом порошка, а весьма ограниченные навески не дали возможность использовать дифрактометрию. В табл. 2 приведены наборы межплоскостных расстояний на рентгенограммах природного канзита (образец V-1) и синтетического маккинавита (обр. № 38) в сопоставлении с литературными данными по этим минералам. Таблица демонстрирует вполне определенные структурные различия канзита и маккинавита и прежде всего лучшую раскristаллизацию последнего. Если дебаеграмма канзита характеризуется небольшим числом диффузных отражений, то дифракционная картина маккинавита богата четкими рефлексами, число которых увеличено за счет расщепления «канзитовых» рефлексов. Диффузность рентгенограммы канзита — результат высокой степени дисперсности минерала и несовершенства его кристаллической структуры.

Межплоскостные расстояния (А) на рентгенограммах канзита и маккинавита (метод порошка)

Канзит природный (V—1)			Маккинавит синте- тический (№ 38)		Канзит С. Мейера (Meuser а. о., 1958)		Маккинавит Р. Бернера (Berger, 1962)		
<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
200	5,12	7	5,03	10	5,05	50	001	5,03	10
311	2,98	8	2,96	9	2,99	50	101	2,97	8
			2,76*	1					
			2,44*	1			110	2,60	2
331	2,31	6	2,30	8	2,32	100	111	2,305	8
440	1,85	10	1,83	8			200	1,835	6
			1,80	7	1,80	100	112	1,805	8
531	1,74	2	1,72	6	1,73	50	201	1,723	6
	1,63	1					003	1,677	2
533	1,56	3	1,56	5	1,54	10	211	1,564	4
							103	1,527	2
			1,41	1	1,42	30	113	1,410	3
			1,30	5	1,31	30	220	1,298	5
			1,26	2	1,26	50	221, 004	1,258	5
			1,24	1			203	1,239	3
			1,19	1			301	1,190	1
							213	1,174	2
			1,13	4	1,14	30	311	1,133	5
			1,05	6			312	1,055	8
							204	1,037	1
							223	1,027	1
							214	1,000	1
							303	0,989	1

Параметры элементарной ячейки

 $a=10,14$
 $a=3,67$
 $c=5,04$
 $a_k=10,05$
 $a=10,11$
 $a=3,676$
 $c=5,032$
* Прямь тетрагонального сульфида Fe_3S_4 .

Расщепление дифракционных рефлексов канзита при переходе к маккинавиту свидетельствует о происходящем при этом снижении симметрии кристаллической структуры сульфида. Порошкограмма канзита успешно индицируется в кубической сингонии; получаемый разброс значений параметра (a) связан с трудностями точного промера диффузных рефлексов, однако он может отражать и определенное снижение симметрии минерала вследствие искажений. Порошкограмма маккинавита также может быть проиндицирована в кубической сингонии, но разброс получаемых при этом значений « a » выходит за пределы допустимого, превышая 0,2 Å. Таким образом, рентгенографическое изучение как природных, так и синтезированных сульфидов Fe позволяет говорить о двух модификациях моносульфида: кубической — канзита и тетрагональной — маккинавита, различающихся подобно кубическому и тетрагональному халькопириту степенью упорядоченности кристаллической структуры. Несомненен непрерывный структурный переход канзит — маккинавит типа «беспорядок — порядок».

Сопоставление условий образования и фазового состава полученных образцов (см. табл. 1) свидетельствует о предпочтительном образовании канзита в щелочной области, а маккинавита в кислой, что подтверждает наши прежние данные (Розанов, 1973). В щелочной области отмечено также продолжительное существование аморфного сульфида. Состав сульфидов железа при переходе от щелочных условий к кислым, т. е. от канзита к маккинавиту, несколько изменяется в сторону увеличения содержания серы.

Состав сульфидов, определенный по общему содержанию серы и железа в образце, может быть слегка искажен за счет сорбции осадком сульфидных ионов из раствора. Если применить коллоидно-химические представления к рассмотрению первичной мицеллы сульфида железа, то явление сорбции сульфидных ионов должно быть более сильно выражено в кислой среде. За счет этого содержание серы в рассматриваемых сульфидах может быть несколько повышенным.

Во время выполнения анализа сорбированная сера может окисляться до элементарного состояния. Однако если попытаться удалить избыточную серу осадка путем экстракции подходящим растворителем (мы применяли ацетон), то происходит окисление не только сорбированной, но и конституционной серы сульфида железа. В этом случае мы получаем не корректировку состава, а наоборот, вносим дополнительную ошибку в его определение. Чем более продолжительна экстракция образцов, тем большее количество элементарной серы извлекается из сульфида за счет его окисления.

С этих позиций формула $\text{FeS}_{0,79}(\text{Fe}_{1,14}\text{S})$, рассчитанная нами (после экстракции элементарной серы) для маккинавита ранее (1973), представляется нереальной. Более точно состав этого образца отражается анализом общего содержания железа и серы и соответствует формуле $\text{FeS}_{0,94}(\text{Fe}_{1,06}\text{S})$, которая также приводилась ранее, хотя и оценивалась критически.

По данным настоящей работы, предельные составы синтетических образцов сульфидов соответствуют области $\text{Fe}_{0,89}\text{—Fe}_{1,10}\text{S}$. Следует учитывать, однако, возможность присутствия сорбированной серы, что может понизить верхний предел содержания серы в маккинавите до стехиометрического значения или ниже. Интервал составов маккинавита, судя по данным А. Кларка (Clark, 1966), соответствует этой области.

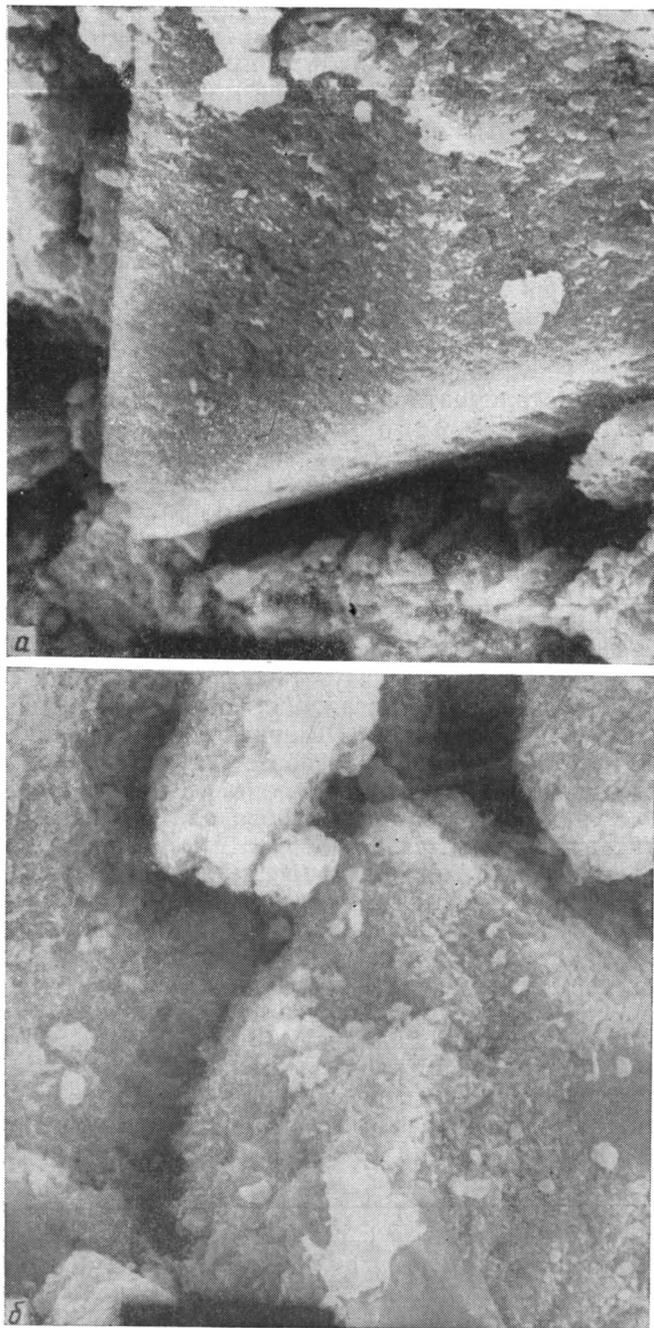
Химические свойства канзита и маккинавита неразличимы. При продолжительном хранении их в аргоне происходит образование мельниковита. Мельниковит образуется достаточно быстро, если сухой образец нагревается в аргоне при температуре не выше 180°C (несколько часов). При хранении на воздухе канзит окисляется с образованием гематита и элементарной серы. Оба сульфида растворяются в разбавленной соляной кислоте с выделением сероводорода. Остающаяся после разложения элементарная сера, количество которой может быть весьма значительным, результат частичного окисления образцов при высушивании и хранении, а также в процессе выполнения анализа.

По физическим свойствам канзит и маккинавит весьма близки — они образуют агрегированные частицы в виде игол и пластинок черного цвета. Под электронным микроскопом при увеличении в несколько тысяч раз можно наблюдать глобулы с весьма незначительными проявлениями кристалличности (фиг. 1)¹.

Были исследованы магнитные свойства образцов методом вибрации в однородном магнитном поле с применением вибрационного магнитометра. Термомагнитные кривые, полученные в процессе нагревания образца, в закрытом сосуде в магнитном поле 8,5 кэ, отражают магнитные и минералогические фазовые превращения, происходящие в образце. Приведенные на фиг. 2 термомагнитные кривые канзита и маккинавита показывают их различное поведение при нагревании в магнитном поле. Канзит при температуре $50\text{—}60^\circ\text{C}$ начинает необратимо переходить в пирротин, о чем свидетельствуют значительное увеличение намагниченности (в 5—6 раз) и точка Кюри ($T_c = 300^\circ\text{C}$). При дальнейшем нагревании образуется мельниковит с $T_c = 450^\circ\text{C}$.

В процессе нагревания маккинавита в тех же условиях образование пирротина начинается при $90\text{—}100^\circ\text{C}$ с увеличением намагниченности в

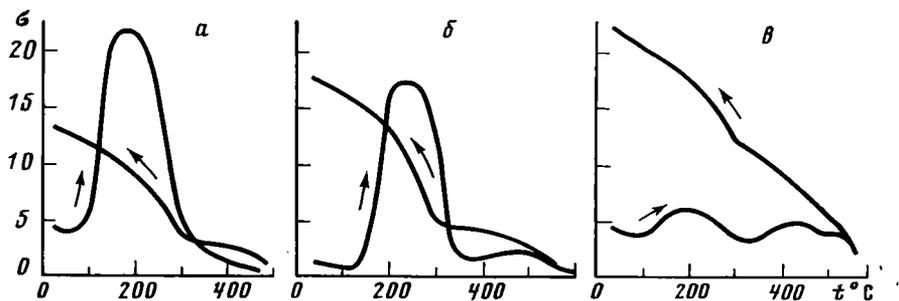
¹ Электронные микрофотографии были выполнены А. Я. Шевченко в Институте океанологии им. П. П. Шишова АН СССР.



Фиг. 1. Электронные микрофотографии канзита (а) и маккинавита (б), $\times 3000$

1,5—2 раза, затем следует образование мельниковита с $T_c = 450—460^\circ\text{C}$ и последующий переход его в магнетит с $T_c = 570^\circ\text{C}$. Обратная термомагнитная кривая фиксирует пирротин и магнетит, формирование которых подтверждено рентгенографически.

Таким образом, канзит и маккинавит, модификации моносульфида железа, несмотря на сходство в химическом поведении, характеризуются существенными различиями. Оба минерала образуются из двухвалент-



Фиг. 2. Изменение намагниченности (δ , гс. см³/г) канзита (а — природный V-1, б — синтетический № 28) и маккинавита (в — синтетический № 39) с изменением температуры

ного железа и сульфидных ионов, но канзит — в щелочной среде, а маккинавит — в кислой. Составы канзита и маккинавита характеризуются недостатком серы по отношению к формуле моносульфида, причем этот недостаток больше у канзита (вплоть до состава Fe_{1,10}S), чем у маккинавита. Различия в кристаллической структуре позволяют индицировать канзит как кубическую модификацию, маккинавит — как тетрагональную. Структурные различия канзита и маккинавита предопределяют различие в термомагнитных характеристиках.

ЛИТЕРАТУРА

- Лебедев Л. М. Современные металлоносные гидротермы и минералообразование.— Докт. дис. М., Ин-т геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохимии АН СССР, 1974.
- Розанов А. Г. Экспериментальное изучение условий образования низкотемпературных сульфидов железа.— В сб.: Исследования по химии моря. М., «Наука», 1973.
- Berner R. A. A tetragonal iron sulfide.— Science, 1952, v. 137, No. 3531.
- Berner R. A. Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure.— J. Geol., 1964, v. 72, No. 3.
- Clark A. H. Some comments on the composition and stability relations of makinowite.— N. Jb. Mineral. Mh. 1966, v. 10.
- Evans H. T., Jr., Berner R. A., Milton C. Valleriite and makinowite (abst.) — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1962, v. 73, 147.
- Evans H. T., Jilton C., Chao E. C. T., Adler I., Meed C., Ingram B., Berner R. A. Valleriite and the new iron sulfide mackinawite.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, v. 475-D, D64-D69.
- Hallberg R. O. Iron and zinc sulfides formed in a continuous culture sulfate reducing bacteria.— N. Yb. Mineral. Mg., 1972, H. 11.
- Kuovo O., Vuorelainen Y. Valleriitista.— Geologi (Helsinki), 1959, v. 11.
- Kuovo O., Vuorelainen Y., Long J. V. P. A tetragonal iron sulfide.— Amer. Mineralogist, 1963, v. 48, No. 5—6.
- Meyer S. H., Riggs O. L., McGlasson R. L., Sudbury J. D. Corrosion of mild steel in H₂S environment.— Corrosion, 1958, v. 14.

Институт океанологии АН СССР,
ВИМС МГ СССР,
Москва

Дата поступления
5.VII.1978

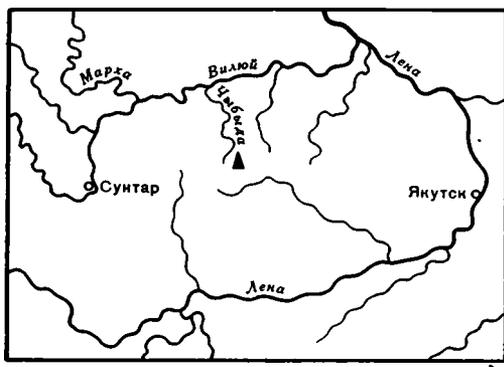
УДК 553.061.3(571.56)

О ГЕНЕЗИСЕ СЫЛГЫ-БАСТАХСКОГО НАФТОИДА

В. И. ФРОЛОВ, Е. И. БОДУНОВ, К. Е. КОЛОДЕЗНИКОВ,
А. Н. ИЗОСИМОВА

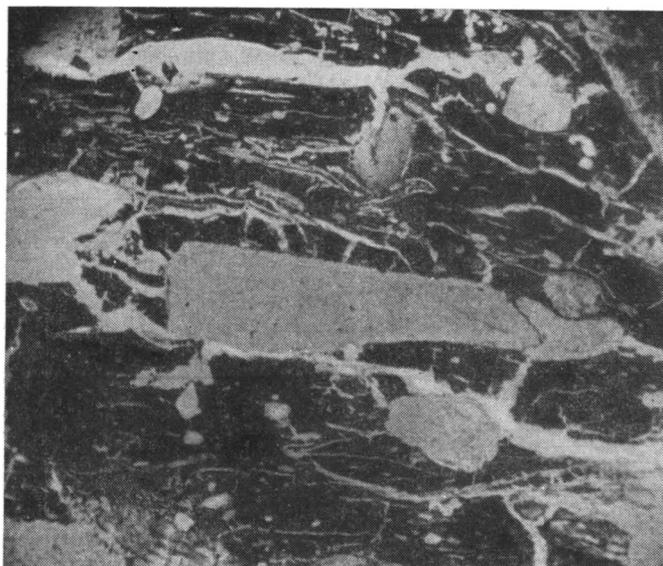
Сылгы-Бастахское нефтоидопроявление расположено в верховьях руч. Сылгы-Бастах, правого притока р. Чыбыда (южное крыло Вилюйской синеклизы, фиг. 1). Здесь на склоне речной террасы в 3-метровом обрыве под почвой выходят следующие слои.

Песок зеленовато-серый, кварцево-полевошпатовый, слюдистый, мелко-среднезернистый с гнездами и линзами ожелезнения. Тяжелая фракция песка состоит из эпидот-цоизита (65%), черных рудных (14,5), апатита (10,1), биотита (5,1), сфена (2,1), рутила (1,7), граната (1,3), циркона (0,2%). Мощность слоя 0,9 м. В северной части обнажения длиной около 50 м на уровне этого слоя наблюдается развал песчаников темно-серых, почти черных, слабо сцементированных, аналогичного



Фиг. 1. Схема расположения Сылгы-Бастахского нефтоидопроявления (обозначено черным треугольником)

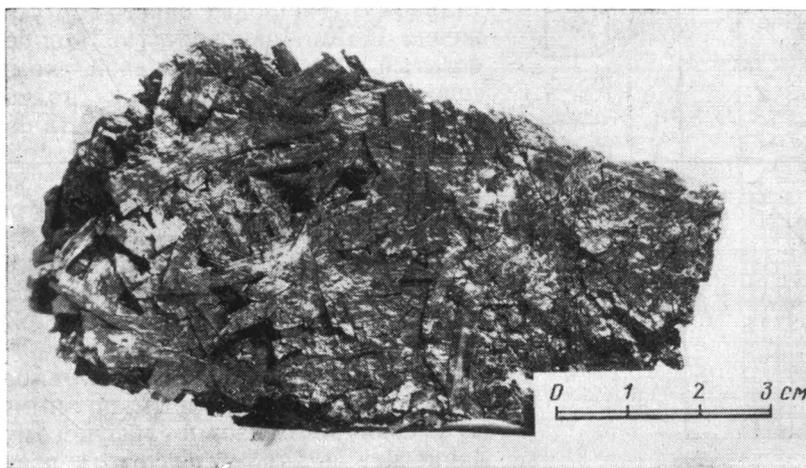
минералогического состава. Цементом в них служит битуминозное вещество темного цвета, обладающее запахом, напоминающим керосиновый. Зерна обломочных пород здесь растресканы, вследствие чего имеют остроугольную форму. Полуокатанные обломки встречаются редко. Ниже песок постепенно (переходная зона 3—4 см) сменяется аргиллитом зеленовато-серым до темно-серого, внизу участками красновато-бурого, за счет обжига. Состав аргиллита каолинит-гидрослюдистый с примесью хлорита и монтмориллонита (определение Л. Г. Ивановой). В аргиллите содержится небольшая примесь (10—15%) мелкоалевритового материала, представленного преимущественно остроугольными обломками кварцевых зерен. Кроме того, здесь встречаются окатанные обломки углистого вещества, преимущественно витринита, реже — фюзинита. Мощность слоя 0,7 м. На западном склоне холма, к которому приурочено обнажение, встречаются развалы глины темно-серой, довольно вязкой и пластичной, пропитанной битуминозным веществом с резким керосиновым запахом.



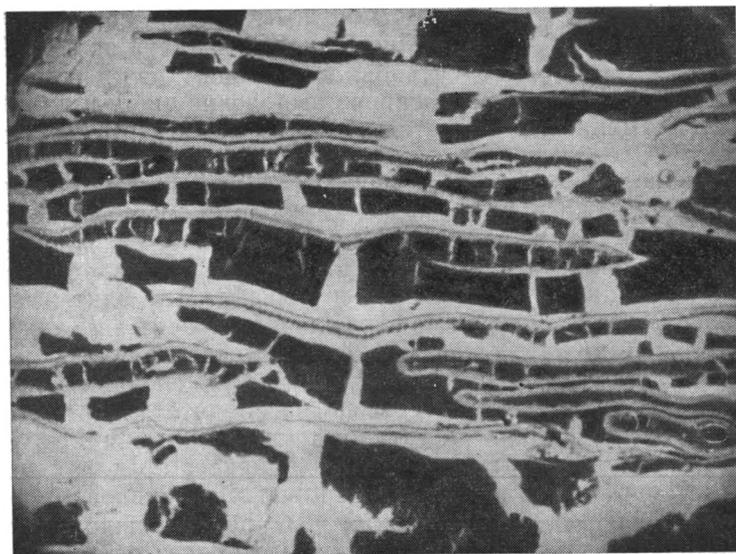
Фиг. 2. Витринито-лейптинитовый уголь под микроскопом, $\times 60$

Ниже с довольно резким переходом залегает уголь матовый до полуматового, напоминающий торфоподобный рыхлый лигнит, встречающийся в третичных образованиях Якутии. В этом угле видны простым глазом фитолеймы — узкие тонкие листочки и семена, по форме напоминающие просяные зерна темно-коричневого цвета. Под микроскопом в проходящем свете такой уголь состоит из темно-бурого гелифицированного вещества с большим количеством включений обрывков коровой ткани, спор, смоляных телец, кутикул и крупных семян; изредка наблюдаются обрывки фюзенизированной ткани. Смоляные тела ноздреватые и угловатые по форме, размеры их достигают 2—3 мм. Вследствие обилия форменных элементов (свыше 60%) текстура угля приближается к дюреновой (фиг. 2). Видимая мощность пласта угля — 1,2 м.

Среди торфоподобного угля встречено несколько тонких линзовидных прослоев тонколистоватого угля, напоминающего барзасскую «рогожку».



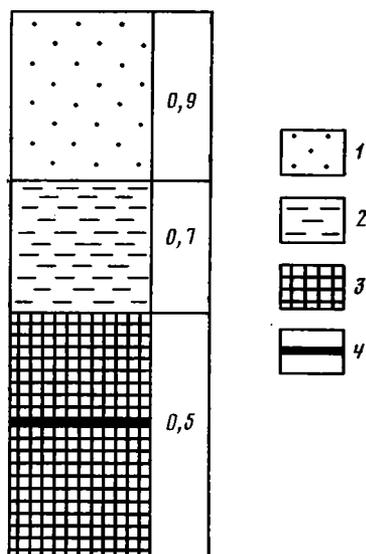
Фиг. 3. Сылгы-Бастахская «рогожка», натур. велич.



Фиг. 4. «Рогожка» под микроскопом, $\times 60$

Под микроскопом «рогожка» состоит из скоплений нитей кутикулы и небольшого количества мелких смоляных тел овальной формы, сцементированных бесструктурным гелифицированным веществом (фиг. 3, 4). Кутикулы встречаются как с зубчатыми, так и с гладкими краями, толщина их колеблется от тысячных до десятых долей миллиметра. Обрывки кутикулы сплющены и вытянуты вдоль напластования, чем объясняется тонколистоватое, «спрессованное» сложение такого угля.

В средней части пласта прослеживается тонкий (мощностью 5 см) прослой блестящего угля (фиг. 5), напоминающего витринизированную древесину. Под микроскопом уголь представлен дюрено-клареном, состоящим из красновато-бурого гелифицированного вещества с включениями микроспор, обрывков кутикулы и редких линз фюзена.



Фиг. 5. Геологический разрез Сылгы-Бастахского нефтодо проявления:

1 — песчаник, 2 — аргиллит, 3 — уголь матовый и полуматовый, 4 — прослой блестящего угля

Залегание пород близкое к горизонтальному. В породах описываемого обнажения Е. К. Ивановой (1962) определен богатый спорово-пыльцевой комплекс, сопоставление которого с подобными комплексами других районов Вилюйской синеклизы и сопредельных территорий позволило отнести отложения, вмещающие Сылгы-Бастахский нафтоид к верхней части нижнего мела.

Химическая характеристика разновидностей углей приводится в табл. 1 (анализы углей выполнены Л. М. Корневой).

По степени катагенеза сылгы-бастахский уголь является бурым, по химическому составу он близок к суйфунскому рабдописиту и характеризуется повышенным содержанием водорода и выходом летучих веществ.

В верхней части пласта уголь слабо влажный за счет пропитывания жидким битуминозным веществом, в нижней — сухой. При рытье канавы на ее забое уголь становился горячим, из трещин в нижней

части пласта наблюдалось интенсивное выделение дыма и даже небольшие язычки пламени, что свидетельствует о подземном пожаре угольного пласта.

На противоположном склоне ручья, где расположено обнажение, примерно в 0,5 км южнее, найдены мелкие обломки горелых пород, представленные песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На расстоянии 2—3 км вверх и вниз по ручью выходят гривки гореликов высотой до 15—20 м, хорошо прослеживающиеся в рельефе. Эти факты указывают на длительность подземного пожара угольного пласта (в Таджикистане известен угольный пожар, длящийся более тысячи лет), так как подобные гривки могли хорошо отпрепарироваться в условиях платформенного режима осадконакопления только за значительный промежуток времени. Горелые песчаники иногда пузырчатые пемзовидные, что говорит о температуре, превышающей 500°С. Однако в пределах самого обнажения, где горит угольный пласт, типичных гореликов не встречено (исключением является слабо обожженный покрасневший аргиллит в кровле пласта). На высокую температуру указывает остроугольность и трещиноватость зерен обломочных пород в песке над горящим пластом угля, что в свое время подметил В. В. Ляхович (1955), описывая горе-

лые породы по р. Мархе (западная часть Вилюйской синеклизы). Об этом свидетельствует также повышенное содержание в тяжелой фракции сылгы-бастахского песка минералов эпизот-цоизитовой группы, которые являются здесь, по-видимому, минеральным новообразованием, ибо никаких выходов кристаллических пород в этом регионе не наблюдается в радиусе 350—400 км.

Таблица 1

Химический состав разновидностей углей

Петрогеологический тип угля	Компоненты состава					
	Ща	Ас	УГ	СГ	НГ	(N+O+S)Г
Торфоподобный уголь «Рогожка»	8,2	5,3	54,3	67,6	5,9	26,5
Витринизированная древесина	7,9	6,2	61,3	61,5	6,0	33,5
	6,9	6,0	57,7	69,2	6,1	24,7

На склоне обнажения сквозь осыпь кое-где пробиваются псевдофумаролы горячего газа. Стенки каналов, по которым прорываются газы, кольцевые, диаметром до 2—3 см, и реже трещинные, покрытые налетом маслянистого конденсата темно-бурого цвета. Трава вблизи выхода псевдофумарол пожелтевшая и засохшая. У основания склона обнажения расположен ряд мелких озер (размером 10×15 м²), которые, вероятно, сформировались за счет провалов на участках выгорания пласта. Запах керосина чувствуется на расстоянии около 10 м от обрыва.

Таблица 2

Химический состав битума, экстрагированного из угля и вмещающих пород

Характер битумоида	Элементарный состав хлороформного битумоида, %			Выход хлороформного битумоида, % (α _{хд})	Групповой (компонентный) состав хлороформного битумоида, %						Углеводородный состав, % (по данным ИК-спектроскопии)		
	С	Н	N+S+O		Масла	бензолные смолы	спирто-бензолные смолы	сумма смол	асфальтены	C _α	C _P	C _N	
Конденсат из песчаника (холодная экстракция)	84,92	10,61	4,47	2,5812	67,16	4,22	14,00	15,22	14,59	19,7	38,8	41,5	
Битумоид из «рогожки» (горячая экстракция)	76,68	9,44	13,88	4,9161	4,63	11,92	21,46	33,38	61,98	25,9	47,2	26,9	

Наряду с петрографическими исследованиями пород и углей Сылгы-Бастахского нефтоидопроявления было проведено геохимическое изучение битума, экстрагированного из угля и вмещающих пород над угольным пластом (табл. 2). По элементарному составу в «рогожке» установлено высокое содержание гетероатомов (13,88%) и низкое — углерода (76%). Количество масел в компонентном составе этого битумоида не превышает 5%. Содержание асфальтенов очень высокое (61,98%). В сумме асфальтово-смолистые компоненты составляют 95%. Хлороформный битумоид из конденсата по своим химико-битуминологическим параметрам резко отличается от битумоидов, извлеченных из «рогожки». В элементарном составе значительно повышается содержание углерода (до 85%), а количество гетероэлементов не превышает 5%. Значительные отличия установлены и по групповому составу битумоида по сравнению с «рогожкой». Количество масел здесь резко возрастает, состав-

ля 67,16%, а доля асфальтенов уменьшается до 15% и почти в два раза понижается сумма смол.

По данным ИК-спектроскопии (И. Н. Зуева), в составе битумоида из «рогожки» по сравнению с битумоидом из песчаника установлено более высокое содержание карбонильных групп, что хорошо согласуется с приведенными выше данными по групповому составу упомянутых битумоидов. Для масел анализирувавшихся битумоидов характерны довольно близкие спектры.

Количественные расчеты содержания метановых, ареновых и циклановых углеводородов (УВ) позволили установить некоторые различия в составе масляных фракций. Было определено, что в маслах из «рогожки» содержится больше ареновых УВ (25,9%), чем в маслах битумоида из песчаника (19,7%). Содержание метановых структур соответственно составляет 47,2 и 38,8%, циклановых — 26,9 и 41,5%. В составе ареновых соединений битумоида песчаника по сравнению с «рогожкой» резко возрастает доля моноциклических — с 3,45 до 25,56% и уменьшается сумма би- и полициклических структур — от 64 до 39%.

Различия в битумоидах песчаника и «рогожки» устанавливаются и по данным газо-жидкостной хроматографии (О. Н. Чалая). Так, *n*-алканы из «рогожки» представлены УВ от C_{14} до C_{23} , в их составе преобладают *n*-алканы C_{17} — C_{20} , на долю которых приходится до 83,20% (максимум приурочен к C_{19}). Для песчаника установлено распределение *n*-алканов от C_{13} до C_{22} , преобладает ряд C_{15} — C_{17} (максимум приходится на C_{16}). Характер распределения *n*-алканов в хлороформном экстракте из «рогожки» указывает на их промежуточное положение между типично сапропелевым и гумусовым ОВ («рогожка» имеет максимум на C_{19}), что, по-видимому, связано со спецификой ОВ «рогожки», представляющей собой скопления кутиновых элементов. Установленные смещения *n*-алканов в область низкомолекулярных УВ в конденсате из песчаника (максимум на C_{16}) можно объяснить, по-видимому, процессом деструкции углеводородных соединений в угле в результате воздействия высоких температур при подземном пожаре.

Общее «облегчение» группового состава битумоида из конденсата в песчанике, а также уменьшение в нем асфальтово-смолистых компонентов и доли бензольных смол может свидетельствовать о процессе миграции УВ из нижележащих слоев.

В итоге следует сказать: Сылгы-Бастахский нафтоид — чрезвычайно редкое природное явление. Он связан с естественной перегонкой лейптинитового вещества под действием подземного пожара угольного пласта. Микроскопическое изучение угля подтвердило его склонность к самовозгоранию, на что указывает присутствие линз фюзинита среди витринитового вещества, где первый является активным очагом зарождения окислительных процессов с поглощением кислорода воздуха и выделением тепла. Температура самовозгорания такого угля колеблется в пределах 85—100°С (Кравцов, 1970). В дальнейшем при горении угля она повышается в несколько раз, что приводит к температурам, оптимальным для сухой перегонки (500—600°С). По И. И. Аммосову и И. В. Еремину (1971), главная фаза нефтеобразования соответствует температурному интервалу 70—200°С, поэтому в более мягких температурных режимах выход битуминозных веществ и газообразных УВ будет более высоким и разнообразным. Учитывая большое содержание лейптинитовых компонентов в углях верхней юры и нижнего мела и геологические условия их залегания в Предверхоанском прогибе и Вилюйской синеклизе, можно допустить участие в процессе нефтегазообразования в этих регионах не только рассеянных, но и концентрированных форм ОВ.

Безусловно, процессы, происходящие при описанном природном явлении, когда слабо превращенное ОВ за очень короткий (в геологическом смысле) срок было подвержено сильному нагреву, будет отличаться от

процессов, происходящих при постепенном нарастании температуры и давления во время погружения осадочной толщи (региональный катагенез), что будет играть определенную роль с качественной и количественной сторон при генерации УВ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И. И., Еремич И. В.* Палеотемпература главного этапа нефтеобразования.— В сб.: Проблемы диагностики условий и зон нефтеобразования. М., ИГИРГИ, 1971.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В.* Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 6.
- Иванова Е. К.* Палинологическая характеристика мезозойских отложений бассейнов рек Амги и Чыбыды.— В сб.: Геология и полезные ископаемые ЯАССР, вып. XIV. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1962.
- Ляхович В. В.* Горелые породы р. Мархи.— Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 2, сер. геол. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кравцов А. И.* Горючие полезные ископаемые, их поиски и разведка. М., «Высшая школа», 1970.

Институт геологии
Якутского филиала АН СССР,
Якутск

Дата поступления
1.11.1978

МЕТОДИКА

УДК 553.31 : 552.12

**ОПЫТ ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ**

**А. Л. ДМИТРИК, В. А. ДРИЦ, А. В. СИВЦОВ,
И. В. ХВОРОВА, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ**

Цель данной статьи показать возможности и значение метода электронной микроскопии применительно к изучению железистых кварцитов (джеспилитов). Мы не ставили перед собою задач, связанных с выяснением происхождения или особенностей вещественного состава этих сложных, интересных и в практическом отношении очень важных образований. Более того, авторы не являются специалистами в области изучения джеспилитов, и электронно-микроскопическое исследование отдельных образцов было проведено попутно с изучением кремнистых пород для сравнения их микроструктуры. Выяснилось, что микроструктура джеспилитовых кварцитов заметно отличается от таковой кремнистых пород, даже яшм, по составу ближе других стоящих к железистым кварцитам.

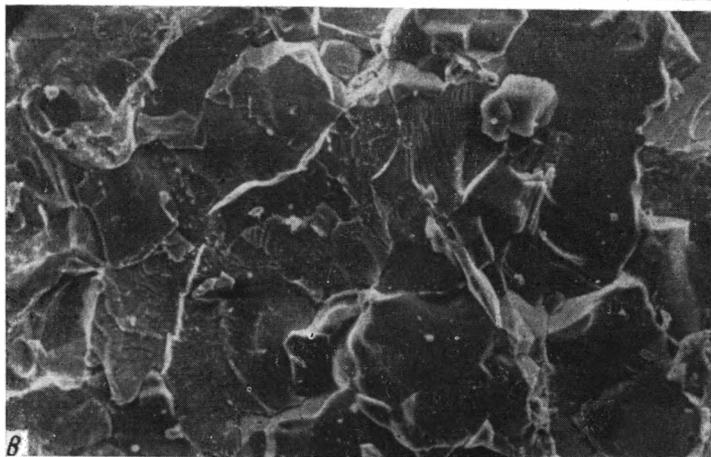
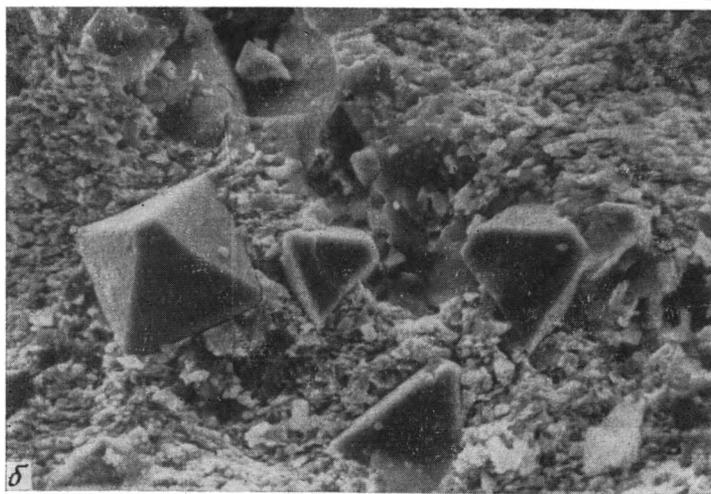
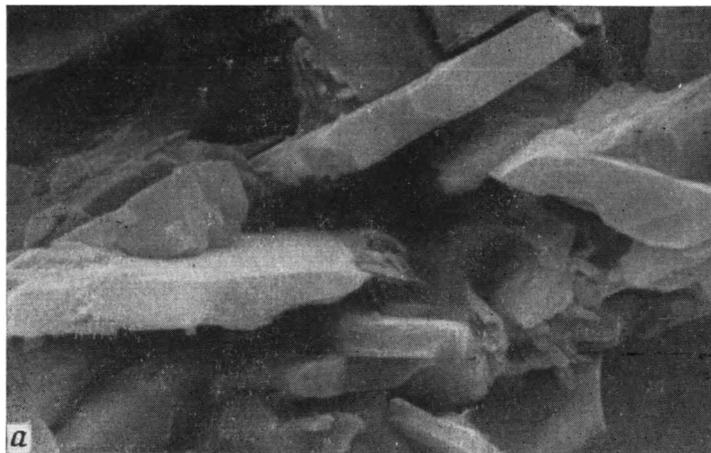
Мы имели образцы докембрийских джеспилитов из Индии (Орисса) и КМА, а также нижнего кембрия Кузнецкого Алатау. В образцах из КМА железо представлено в основном магнетитом или магнетитом и гематитом, а в остальных — преимущественно последним (минеральный состав определялся оптически и рентгенометрически).

Все образцы имеют тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием рудных, кварцевых и смешанных (железистокремнистых) слоев.

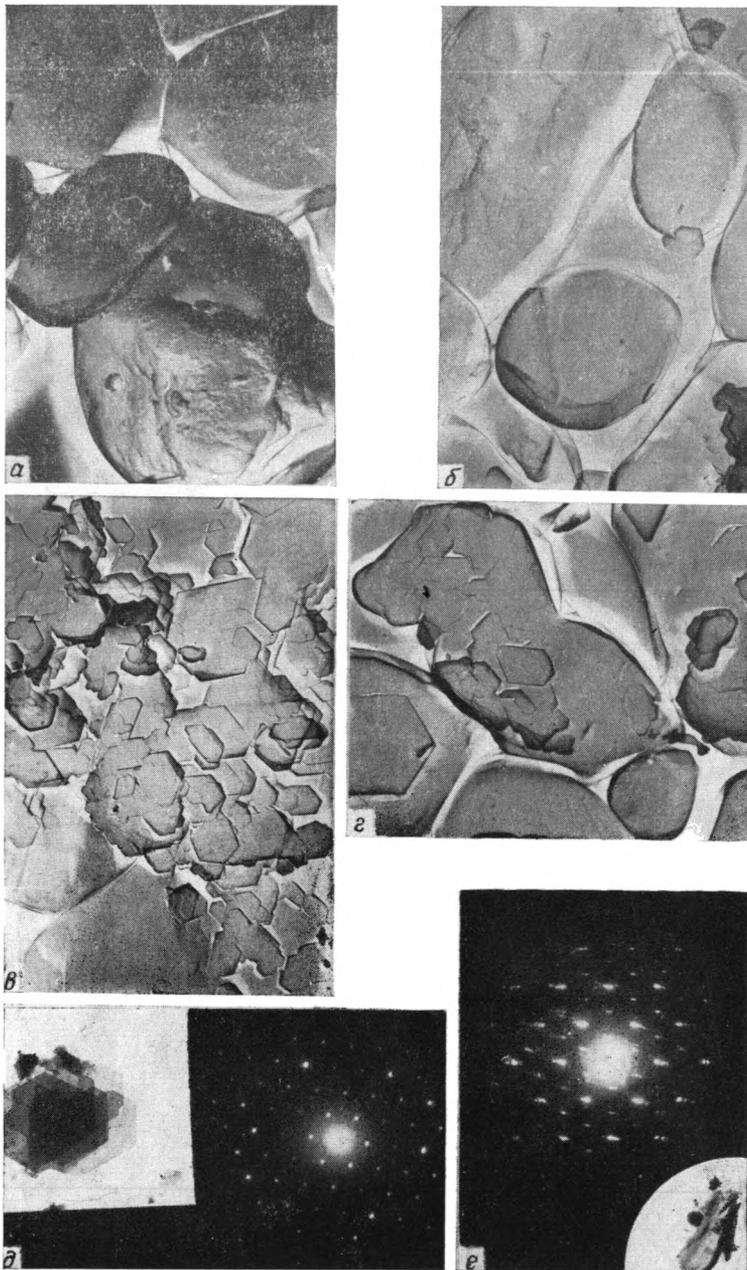
Микроструктура пород из разных районов оказалась несколько различной, что определяется степенью раскристаллизации вещества (особенно это относится к кварцу), а также минеральным составом рудного компонента. Приводимые данные не могут характеризовать микроструктуру железистых кварцитов в целом, так как объем проанализированного материала незначителен. Тем не менее изученные образцы дают интересную информацию о структурных особенностях пород, которая может быть использована исследователями джеспилитовых формаций.

Изучение проводилось как с помощью реплик, так и на сканирующем микроскопе.

Угольные реплики оттенялись платиной под углом 10—45°, и платиноугольная пленка отделялась от породы химическим путем. Исследование проводилось в электронном микроскопе ЭМ-7 и JEM-7 при ускоряющем напряжении 60 и 80 кВ. Электронно-оптическое увеличение при фотографировании составляло от 8400 до 13 500.



Фиг. 2. Микроструктура гематитового (а), магнетит-гематитового (б) и магнетитового (в) прослоек
а — джеспилиты Индии; б, в — джеспилиты КМА. Увел.: а— $\times 3500$; в— $\times 700$; в— $\times 350$

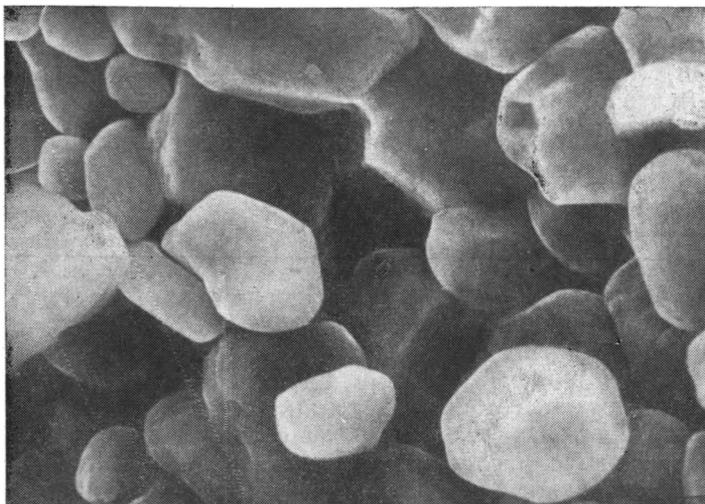


Фиг. 3. Микроструктура кварцевых прослоек джеспилита Индии, обогащенных минералами группы хлорита

a — g — реплики, увел. $\times 8400$; *д* — точечная электронограмма, содержащая отражения hk от псевдогексагонального микромонокристалла (вероятно, каолинита); *e* — дифракционная картина, полученная от загнутого края микрокристалла хлорита. Наряду с рефлексами типа hk электронограмма содержит целочисленную серию базальных отражений $00l$ с $d(001) = 14 \text{ \AA}$ (показаны стрелкой). Справа внизу — изображения анализированного микрокристалла

При исследовании на сканирующем микроскопе (стереоскан S—600 фирмы «Кембридж») сначала просматривался ненапыленный скол образца, что удобно для получения общей картины и для распознавания, по характеру проводимости электронов, рудных и нерудных компонентов. Для более четкого выявления структуры отобранные образцы напылялись углеродом и золотом. При просмотре использовалось увеличение от 500 до 10 000.

Микроструктура кварцевых прослоек. Для электронно-микроскопического исследования наиболее интересны микро- и криптокристаллические разности, потому что их структура плохо различима с помощью светового микроскопа, и, главное, надо ожидать, что они лучше сохранили информацию о первичном строении кремневого вещества. В нашей



Фиг. 1. Микроструктура кварцевой прослойки из джеспилита Индии. Сканирующий микроскоп, Увел. $\times 3500$

коллекции такие разности присутствуют в индийских джеспилитах и отчасти в породах из КМА. В других образцах кварц довольно крупно (0,05—0,1 мм) раскристаллизован, и для электронно-микроскопического изучения они малоприспособны.

Тонкокристаллические кварцевые прослои состоят из изометричных, обтекаемой формы, иногда шаровидных зерен, размер которых варьирует от 3 до 7—10 мк (средне- и крупнопелитовая структура), причем в каждом прослое он довольно близок (фиг. 1). На некоторых зернах начинают отчетливо проявляться кристаллографические грани. Такая структура породы хорошо устанавливается как с помощью сканирующего микроскопа, так и репликовым методом. Последний имеет большую разрешающую способность, и с его помощью выявлено, что округлые зерна заключены в кристаллах неправильной формы (регенерация). Такие кристаллы плотно прилегают один к другому, образуя сплошную мозаику, хорошо проявляющуюся в световом микроскопе при скрещенных николях.

Таким образом, первичная форма частиц кремневого вещества — округлая. Очень мелкий размер зерен исключает их обломочное происхождение. Очевидно, мы имеем здесь дело с реликтами колломорфных частиц кремнезема.

При перекристаллизации округлые зерна исчезают и порода приобретает четкую кристалломорфную микроструктуру, близкую к яшмовой. Она, в частности, хорошо выражена в нижнекембрийском образце из

Кузнецкого Алатау; поверхность скола здесь блокового (новакулитового) типа; преобладают довольно крупные (10 мк) кристаллы, но рядом с ними много и мелких (1—2 мк).

В некоторых породах, чаще более крупно раскристаллизованных, наблюдаются разрушение и коррозия кристаллов, но это явление более позднее, налаженное.

Микроструктура гематитовых прослоек. Их строение хорошо обнаруживается с помощью сканирующего микроскопа. Основным компонентом являются кристаллы гематита (определен рентгеноструктурным методом). На одних участках они имеют пластинчатую форму (фиг. 2, а), на других — листоватую неправильных очертаний.

Размер кристаллов в разных слоях различен: в одних структура пелитовая (5 мк), в других — кристаллы имеют толщины от 0,75 до 2,5 мк, а длину от 3,5 до 20 и даже 40 мк. Расположены они иногда субпараллельно, а иногда беспорядочно; местами наблюдались листоватые агрегаты, напоминающие «железистые розы».

Кроме чисто гематитовых встречаются *магнетит-гематитовые* прослойки. Гематитовая масса в них более тонко раскристаллизована (пелитовая структура), а октаэдрические кристаллы магнетита имеют величину чаще в 20—40 мк, но иногда достигают 160 мк. Распределен магнетит неравномерно, образуя на отдельных участках сгущения (фиг. 2, б).

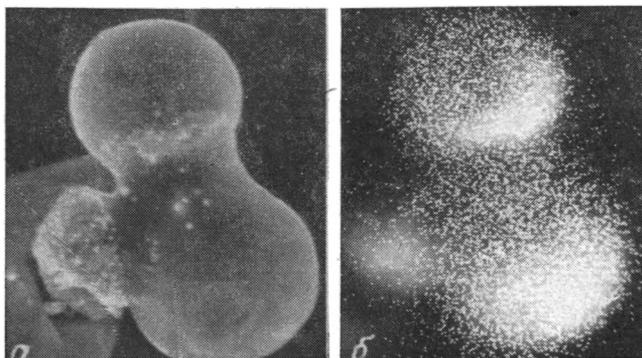
Широко распространены и *кварц-гематитовые* прослойки. В массе довольно крупных (10—20 мк) неправильных или пластинчатых кристаллов гематита здесь присутствуют гнездовидные участки зерен кварца (5—7 мк) обтекаемой формы.

При изучении шлифов некоторых гематитовых джеспилитов в отдельных кварцевых прослойках были видны мельчайшие обособленные кучные скопления тонкодисперсного вещества. Реплики из таких образцов показали довольно сложное строение породы. Основная масса ее здесь имеет обычную для кварцита микроструктуру. Она состоит из обтекаемой формы — овальных и несколько неправильных зерен, на которых местами начинают проявляться кристаллографические грани (фиг. 3, а, справа сверху). Размер зерен от 2 до 8—10 мк, и они регенерированы кварцем, образующим плотную мозаику.

В такой породе встречены более мелкие (0,5—2,5 мк) изометричные или слабо удлинённые пластинчатые кристаллы правильных шестигранных очертаний. Они хорошо обнаруживаются репличным методом, но их не видно при изучении тех же образцов в сканирующем микроскопе, что, очевидно, связано с мелким размером. «Шестигранники» местами образуют почти сплошные скопления в кварцевой массе (фиг. 3, в), а также встречаются в виде единичных кристаллов в зернах кварца (см. фиг. 3, г, слева внизу); кроме того, иногда удается наблюдать обтекаемой формы стяжения — нодули, почти целиком состоящие из таких шестигранников (см. фиг. 3, г, в центре). Сходные по форме и размерам нодули, но без «шестигранников» или с неясными их очертаниями встречаются и внутри кристаллов «мозаичного кварца», причем иногда наблюдаются две нодули в пределах одного кристалла (см. фиг. 3, б). По-видимому, они имеют тот же состав, что и «шестигранники», но последние либо исчезли, либо еще не появились.

Определить минеральный состав рассматриваемых частиц, исходя из их формы, естественно, невозможно. Пришлось извлечь отдельные микрорисунки и получить их точечные электронограммы. Во всех случаях при совпадении направления первичного пучка с нормалью к поверхностям чешуек внешний вид электронограмм характеризовался практически одинаковым распределением рефлексов по гексагональному мотиву с параметром $a=5,1-5,2$ Å. Подобные электронограммы получены для всех слоистых силикатов. Более детальную информацию о мине-

ральной принадлежности этих частиц удалось получить в результате определения их качественного элементного состава с помощью дисперсного анализатора фирмы «Кевекс», которым снабжен электронный микроскоп JEM-100С. Оказалось, что разные частицы имеют разный состав. Для одних характерно высокое содержание Si, O и Fe с небольшой примесью Al и K, для других наряду с Si и Fe в составных компонентах присутствует Al, наконец, встречены частицы, для которых установлены только Si и Al. Методом съемки от загнутых краев для ряда исследованных частиц были получены микродифракционные картины, содержащие базальные отражения 001. Обнаружены два типа минералов с $d(001) = 14$ и $d(001) = 7$ Å соответственно.



Фиг. 4. Рудные (магнетит?) частицы в кварцевом прослойке из магнетитового джеспилита КМА
a — общий вид частиц; *b* — распределение железа. увел. $\times 4000$

Сопоставление дифракционных данных с химическим составом свидетельствует о полиминеральности пластинчатых частиц. Можно считать, что среди них находятся железистые хлориты с $d(001) = 14$ Å, шамозиты с $d(001) = 7,05$ и каолиниты с $d(001) = 7,15$ Å. Наличие калия, по-видимому, связано с небольшим содержанием в анализируемых препаратах слюдистого минерала типа глауконита. На фиг. 3, *в* — *д* приведены изображения пластинчатых частиц, которые скорее всего относятся к каолиниту. Для остальных минералов характерна менее четкая внешняя огранка микрокристаллов.

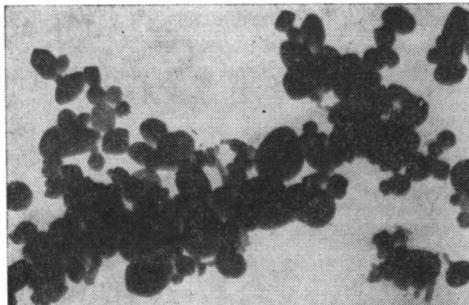
Микроструктура магнетитового прослойка. В нашей коллекции был лишь один образец магнетитового кварцита из КМА. Магнетитовые слои в нем чередовались с довольно крупно фаскристаллизованным (0,05—0,085 мм) кварцитом, участками содержащими скопление кальцитовых кристаллов. На границе кварцевых и магнетитовых слоев наблюдаются сноповидные агрегаты лучистого куммингтонита.

Изучение магнетитовой породы с помощью сканирующего микроскопа показало, что она представляет собой беспорядочное скопление относительно крупных (50—150 мк) кристаллов (возможно, их агрегатов), прихотливых очертаний, довольно плотно «пригнанных» один к другому (см. фиг. 2, *в*). Характерных для магнетита правильных октаэдров здесь не наблюдается. По-видимому, из-за большой величины порообразующих частиц, скол образца прошел не по их поверхности, а независимо от нее, срезая кристаллы.

Кварцевые прослойки, чередующиеся с магнетитовыми, в разной степени обогащены рудным веществом. В сканирующем микроскопе из кварцевого слоя были обнаружены шарики размером около 6 мк (фиг. 4). С помощью микроанализатора «Камебакс» установлено, что

они состоят из железа (около 70%) и кислорода. Следовательно, это рудное образование скорее всего магнетитовое.

Кроме того, в некоторых репликовых препаратах из того же магнетитового джеспилита среди кварцевой массы встречены очень мелкие (0,2—0,8 мк) овальные и слабо огранные частицы; некоторые из них имеют форму шестигранников, очень сходных с рассмотренными выше. Особенно хорошо эти частицы видны в отрывах (фиг. 5). Диагностировать их не удалось. Вероятно, часть из них относится к группе хлоритов (шестигранники).



Фиг. 5. Частицы из магнетитового кварцита КМА
Реплика (отрыв). Увел. $\times 13\,300$

Приведенные данные о микроструктурах джеспилитов, конечно, представляют собой скудную информацию, так как было изучено незначительное количество в известной мере случайных образцов. Но нам представляется, что здесь продемонстрированы большие возможности исследования пород группы джеспилитов с помощью электронной микроскопии, особенно если использовать и микроанализатор. Одной из существенных особенностей джеспилитов, выступающей даже при небольшом объеме исследований, является широкое развитие реликтовых колломорфных микроструктур, там, где порода не испытала сильную перекристаллизацию.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
13.IX.1978

УДК 551.8 : 550.4.551.763.3(571.1)

РОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. В. ЕЖОВА

В разрезе верхнего мела северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции выделяются резко отличные литологические толщи: нижняя, представленная мелкозернистыми песками, песчаниками с прослоями алевролитов и глин, и верхняя — глинистая. К песчано-алевритовым отложениям сеномана — нижнего турона приурочены газовые залежи крупнейших месторождений (Уренгойского, Медвежьего, Ямбургского, Губкинского, Заполярного и др.), которые перекрываются регионально выдержанной глинистой толщей турон-палеогенового возраста.

Для фациальной характеристики верхнемеловых отложений использовались геохимические показатели, к которым относятся содержание в породах малых химических элементов, определенных спектральным количественным анализом по методике С. М. Катченкова (1964), а также комплекс катионов, адсорбированных глинами (хлористо-аммонийная вытяжка), и состав труднорастворимых солей (уксуснокислая вытяжка). Согласно методике, предложенной Н. С. Спири и И. С. Грамбергом (1971), вычислены содержания катионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} в эквивалент-процентах, значения палеогидрохимического коэффициента $\text{Mg}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. В составе труднорастворимых солей определялось содержание CaO и вычислялось отношение $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$.

Вышеназванные геохимические параметры определялись в верхнемеловых глинах, формирование которых происходило в морском бассейне с нормальной соленостью. В этих глинах часто встречаются фораминиферы, пелициподы, радиолярии, остатки рыб и водорослей, спикулы губок. Нередко отмечаются включения глауконита и пирита. Для сравнения определялись содержания тех же геохимических показателей в глинах, относимых к континентальным образованиям альб-сеноманского возраста. Эти глины имеют преимущественно каолинитовый состав, содержат большое количество обугленной флоры, включения янтаря и сидерита.

Сравнивая полученные результаты и учитывая данные других авторов по современным осадкам, а также по юрским и нижнемеловым глинам Западной Сибири (Кейт, Дегенс, 1961; Яночкина, 1964; Бабина, Конторович, 1966; Мазур, 1969; Толкачев, 1969; Лебедев, 1970; Дергачева, Катченков, 1973; Grieve, Fletcher, 1975), устанавливаем геохимические показатели, которые наиболее четко разграничивают морские и континентальные отложения. К ним относятся содержания в глинах B , Ga , Sr , Ba , величины отношений B/Ga и Sr/Ba , а также содержания в составе поглощенного комплекса катионов Na^+ , Mg^{2+} , величина отношения $\text{Mg}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ и значение отношения $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$ в составе труднорастворимых солей.

Эти отчетливые различия в значениях геохимических параметров по морским и пресноводным осадкам позволяют использовать алгоритм распознавания образов (Поплавский, 1968) для определения генезиса пород продуктивной толщи. В понятие образа в данном случае включается набор признаков, характеризующих различные обстановки осадконакопления, преимущественно пресноводные и мелководно-морские.

В качестве первой обучающей выборки использованы геохимические параметры, полученные для нормальноморских отложений (32 обр.). Вторая обучающая выборка характеризуется набором признаков, определяющих континентальные осадки (19 обр.). За объект исследования принималась толща сеноман-нижнетуронских продуктивных отложений (106 обр.). В качестве признаков использованы содержания B , Ga , Sr , Ba , Na^+ и отношения B/Ga , Sr/Ba , $\text{Mg}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ и $\text{MgO}/(\text{CaO} + \text{MgO})$ в морских (I класс) и пресноводных (II класс) отложениях.

Проверка значимости различий средних значений каждого признака по I и II классам определяется с помощью критерия Стьюдента (Большев, Смирнов, 1965) и неравенства: $t_i > t_{Q, m}$. Полагая $Q = 0,05\%$, $m = N_1 + N_2 - 2 = 39$, где N_1 и N_2 — числа наблюдений для I и II классов, находим $t = 3,5751$.

Значения t по признакам I и II классов (расстояния между средними значениями признаков), равные $X_I - X_{II}$, показаны ниже:

t_1	t_2	t_3	t_4	t_5	t_6	t_7	t_8	t_9
B	Ga	B/Ga	Sr	Ba	Sr/Ba	Na^+	$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO} + \text{MgO}}$
12,31	20,06	12,11	23,08	11,08	22,65	24,94	40,32	40,04

**Средние значения геохимических показателей в верхнемеловых глинах севера
Западной Сибири**

Характер отложений		Морские	Морские	Пресноводные	Пресноводные
Возраст		K_2t-cp	K_2cm-t_1	K_2cm-t_1	K_1al-K_2cm
Количество образцов		32	38	68	19
Геохимические данные	B, %	0,0067	0,0055	0,0027	0,0031
	Ga, %	0,0020	0,0032	0,0044	0,0038
	B/Ga	3,5	1,72	0,61	0,81
	Sr, %	0,032	0,017	0,0070	0,0069
	Ba, %	0,030	0,040	0,075	0,066
	Sr/Ba	1,07	0,43	0,093	0,103
	Na ⁺ , экв.%	40,5	27,5	16,5	15,0
	Mg ²⁺ /(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)	45,0	50,5	62,5	64,0
MgO/(CaO+MgO)	53,2	41,5	21,2	19,3	

Как видно из приведенных данных, неравенство соблюдается. Все значения t_i больше t табличного. Таким образом, различия между средними величинами этих значений по I и II классам не являются случайными, а обусловлены условиями осадконакопления, т. е. в данном случае колебаниями палеосолености. Разделение объекта на классы возможно по каждому признаку в отдельности.

Более достоверные результаты получаются при использовании совокупности признаков. В этом случае критерием различия является обобщенное расстояние D_2 , равное 310,07. Оценка обобщенного расстояния D_2 осуществляется с помощью критерия T^2 . Гипотеза о значимости различий векторов средних значений μ_1 и μ_2 верна при соблюдении неравенства:

$$T^2 \geq \frac{(N_1 + N_2 - 2) \cdot n}{N_1 + N_2 - n - 1} \cdot F_{n; (N_1 + N_2 - n - 1)},$$

где N_1 — число наблюдений I класса; N_2 — число наблюдений II класса; n — число признаков; F — критерий Фишера.

Принимая уровень значимости $Q=0,05\%$, получаем: $2734,06 > 45,2$.

Таким образом, векторы средних значений μ_1 и μ_2 характеризуют разные совокупности. В связи с этим по указанным признакам можно вполне достоверно проводить классификацию (разделение объектов на классы). Такое разделение продуктивной толщи и проведено с помощью линейной дискриминантной функции (таблица).

Выделение мелководно-морских отложений в составе продуктивной толщи подтверждается наличием редких фаунистических остатков в породах (пелиципод, фораминифер), комплексом аутигенных минералов (хлорит, глауконит), а также характерными слоистыми текстурами зоны волнений мелководных и прибрежных частей моря. Континентальные отложения в изученных разрезах характеризуются текстурами речных и озерно-болотных фаций и включениями обугленных остатков флоры.

Таким образом, статистический набор геохимических признаков позволил выделить в составе верхнемеловой продуктивной толщи морские и пресноводные осадки и установить границу между ними.

Как известно, реконструкция солёности палеобассейнов с помощью метода изучения поглощенных глинами катионов вызывает сомнения (Страхов, 1971). В то же время для более полной фациальной характеристики разрезов, обедненных фаунистическими остатками, наряду с определением содержания малых химических элементов в глинах, текстурно-минералогическими особенностями пород и при достаточно большой статистической выборке рекомендуется использовать состав адсорбированного комплекса глинистых отложений.

- Бабина Н. М., Конторович А. Э.* Щелочные и щелочно-земельные элементы в осадочных породах Западно-Сибирской низменности.— *Геохимия*, 1966, № 6.
- Большев Л. Н., Смирнов Н. В.* Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965.
- Дергачева Л. П., Катченков С. М.* Малые химические элементы в глинах юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности.— В сб.: *Геохимические исследования в нефтях*. Тр. ВНИГРИ, 1973, вып. 342.
- Катченков С. М.* Спектральный анализ горных пород. Л., «Недра», 1964.
- Кейт М. Л., Дегенс Э. Т.* Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб.: *Геохимические исследования*. М., ИЛ, 1961.
- Лебедев Б. А.* Использование закономерностей распределения малых химических элементов для решения некоторых палеогеографических задач.— В сб.: *Литолого-петрографические исследования в нефтяной геологии*. Тр. ВНИГРИ, 1970, вып. 274.
- Мазур В. М.* Изучение условий осадконакопления на примере верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности.— *Уч. зап. НИИГА, регион. геология*. Л., 1969, вып. 16.
- Поплавский Н. Н.* Оценка относительной информативности признаков с помощью дискриминантной функции.— В сб.: *Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири*.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 18.
- Спиро Н. С., Грамберг И. С.* Состав адсорбированного комплекса глинистых пород как показатель ранней стадии условий осадконакопления.— *Геол. и геофиз.*, 1961, № 9.
- Страхов Н. М.* Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1971, № 5.
- Толкачев М. В.* О распределении СаО и MgO в осадочных верхнемеловых — палеогеновых отложениях Васюганского Приобья (Западно-Сибирская низменность).— *Геол. и геофиз.*, 1969, № 10.
- Яночкина Э. А.* Малые элементы-индикаторы условий седиментации.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1964, № 2.
- Grieve D., Fletcher K.* Trace metals in Fraser Delta sediments.— *Paper Geol. Surv. Canada*, 1975, Pt B, No 75.

ЗапСибНИГНИ,
Тюмень

Дата поступления
15.III.1977

УДК 550.4 : 552.5

ВЛИЯНИЕ ВАЛОВОГО СОСТАВА НА РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОКОМПОНЕНТОВ ПРИ АНАЛИЗЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

*И. Ю. ЛУБЧЕНКО, Л. В. ИЛЬЧЕВА, А. И. ГУСАРЕВА,
Н. М. ТУРОЧКИНА*

Из аналитической практики известно, что часто при количественном определении отдельных элементов приходится учитывать влияние состава анализируемых образцов. Особенно это касается анализа пород, руд и минералов — веществ чрезвычайно переменного состава. В настоящее время установлено, что даже при валовом химическом определении SiO₂ повышенные количества Ва и Тi сильно сказываются на результатах анализа.

При физико-химических и физических методах анализа (калориметрия, атомная адсорбция, эмиссионная спектроскопия и др.), когда о концентрации элемента судят по изменению какой-нибудь физической константы, изменение химического состава анализируемых проб еще больше сказывается на результатах определения.

В эмиссионном спектральном анализе о количестве определяемого элемента судят по интенсивности спектральных линий. Всякое изменение состава анализируемых образцов влечет за собой изменение температу-

ры дуги, изменение скорости поступления элементов в облако дуги, что приводит к усилению или ослаблению интенсивности спектральных линий, т. е. при переменном составе анализируемых веществ не существует пропорциональной зависимости между интенсивностью спектральных линий и концентрацией.

Хотя о природе влияния химического состава проб на интенсивность спектральных линий имеется целый ряд работ (Мандельштам, 1938; Кибисов, 1959; Кибисов, Кубасова, 1964; Лонцих и др., 1959; Лонцих, Райхбаум, 1963; Райхбаум, 1959, 1960; Райхбаум, Костюкова, 1967; Русанов, Батова, 1961, 1965_{1,2}; Русанов, 1978), конкретных данных о величине и характере влияния того или иного макрокомпонента на результаты определения рассеянных элементов очень мало.

Цель нашей работы — выяснение возможности анализа проб различного состава непосредственно из порошка пробы без предварительной обработки и по единым стандартам.

Не претендуя на обобщающие теоретические выводы, мы попытались в своей работе проанализировать влияние изменения концентраций Fe, Mn и Ca на интенсивность спектральных линий Cr, Ni, V, Co, Cu, Pb, Ga, Ge, Mo при их совместном определении и дать практические рекомендации по устранению возникающих влияний.

Необходимость настоящего исследования возникла в связи с разработкой методики группового количественного спектрального определения микроэлементов в осадках, осадочных породах и рудах с повышенными содержаниями Fe, Mn и Ca.

Объектами исследования послужили осадки и Fe-Mn-конкреции Атлантического и Тихого океанов, Каспийского и Черного морей, осадочные породы Северного Кавказа и Никопольские Fe-Mn-руды.

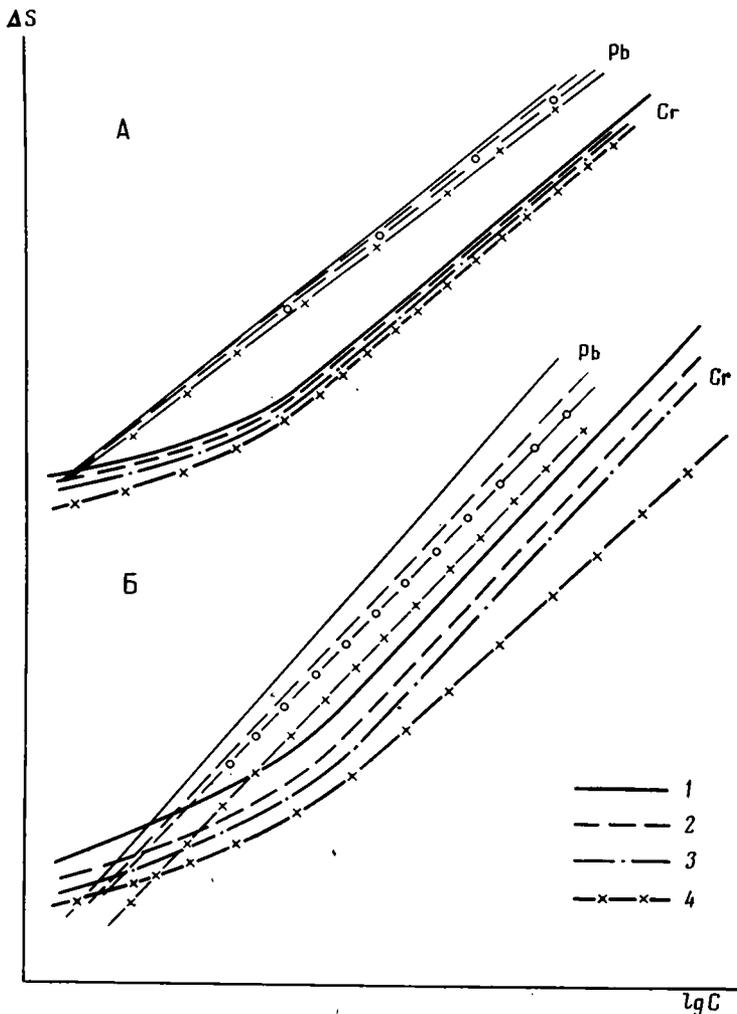
Работа была выполнена в кабинете спектрального анализа химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР. Для получения спектров использовался дифракционный спектрограф ДФС-13 с решеткой 600 штрих-мм во втором порядке. Источник возбуждения спектров — горизонтальная угольная дуга переменного тока, стабилизированная током воздуха и питаемая от генератора ДГ-2 в дуговом режиме (напряжение 220 в, сила тока 19—20 а). Способ введения образцов в зону разряда — просыпка пробы через дугу с помощью автомата типа АИ-3 с транспортером, направляющей воронкой, искрой для распыления образцов, автоматической продувкой электродов. Спектры фотографировались на пластинках «спектральная тип II» (чувствительность в относительных единицах — 15), время проявления — 4 мин. в метол-гидрохиноновом проявителе. Анализ проводился по методу 3-х эталонов. В качестве элемента сравнения служил фон спектрограммы рядом с аналитическими линиями элементов. Градуировочные графики в координатах:

$$\lg \frac{I_{л+ф}}{I_{л}} - \lg C.$$

Влияние макрокомпонентов на интенсивность спектральных линий примесей было рассмотрено нами для нескольких серий образцов и стандартов с различными концентрациями и различной молекулярной формой Fe, Mn и Ca.

В серии стандартов, содержащих от 5 до 60% Fe в форме Fe₂O₃ или FeCO₃; от 2 до 20% Mn в форме MnO или MnCO₃; от 5 до 40% Ca в форме CaCO₃ или CaSO₄, были введены микроэлементы в интервале концентраций от 0,0003% до 0,05% для Cr, Ni, V, Co, Cu, Pb, Ga и от 0,00003% до 0,005% для Mo и Ge.

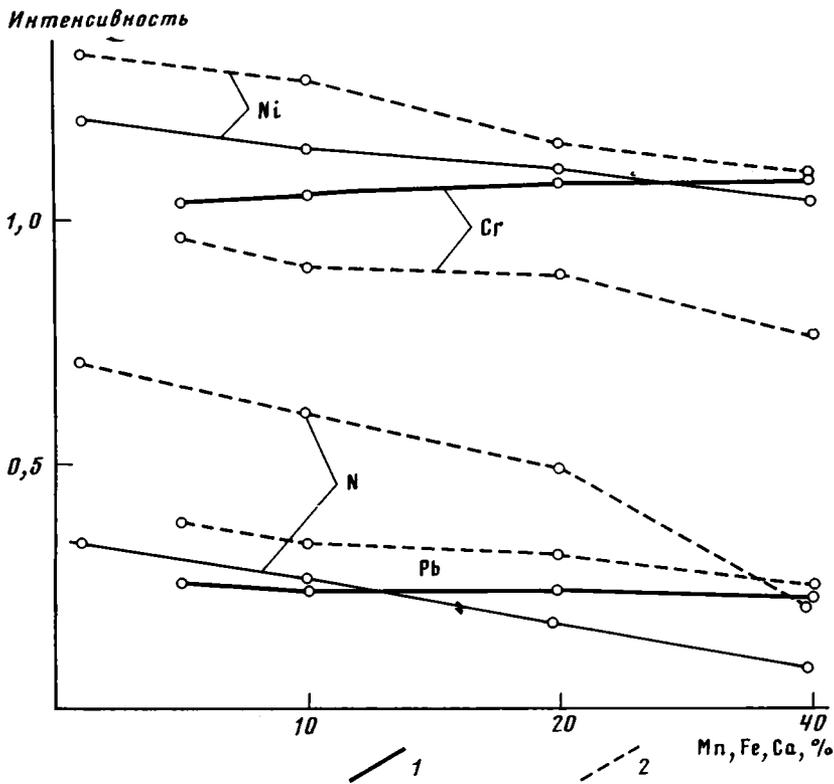
Поскольку при увеличении содержания Fe, Mn и Ca характер и степень изменения интенсивности спектральных линий изученных элемен-



Фиг. 1. Градуировочные графики для определения Cr в железистых и Pb в марганцевистых образцах (А — с буфером, Б — без буфера)
 1 — 5% Fe, 0% Mn; 2 — 10% Fe, 5% Mn; 3 — 20% Fe, 10% Mn; 4 — 40% Fe, 20% Mn

тов существенно различен, мы рассматриваем отдельно: 1) влияние Fe и Mn и 2) влияние Ca.

Состав плазмы дуги всегда задается преобладающим валовым составом анализируемых веществ. Поэтому было естественно ожидать, что изменение содержания Fe и Mn в пробах и эталонах отразится на величине относительных интенсивностей спектральных линий микроэлементов. Это предположение подтверждается графиками (фиг. 1). Приведенные данные обнаруживают связь между интенсивностями линий и содержанием Fe и Mn. Относительная интенсивность линий для всех изученных элементов начинает уменьшаться при 10% Fe и 2% Mn. От 10 до 20% Fe и от 5 до 10% Mn идет очень незначительное снижение интенсивности. Дальнейшее повышение концентрации Fe до 40% и Mn до 20% более резко изменяет интенсивность спектральных линий. Степень изменения интенсивности сохраняется практически постоянной на всем диапазоне концентраций микроэлементов, но неодинакова для различных элементов. Для Ga, Cr и особенно для V интенсивность уменьшается несколько больше, чем для остальных элементов. Объясняется это, оче-



Фиг. 2. Зависимость интенсивности спектральных линий Cr (1, 2) от концентрации Mn; Pb (3, 4) от концентрации Fe; Ni (5, 6) и V (7, 8) от концентрации Ca

1 — с буфером; 2 — без буфера

видно, температурными условиями дуги в присутствии повышенных количеств Fe и Mn. Mo, Pb, Ni, Cu, Co, Ge имеют максимум излучения спектральных линий в том же интервале температур, что и Fe, Mn — 5200—5700° K, а Ga, Cr, V в более низком интервале — 5000—5200° K.

Ослабление интенсивности спектральных линий микроэлементов, связанное с изменением концентрации Fe и Mn, приводит к возникновению систематических ошибок при анализе проб по единой серии стандартов. Ошибки определения достигают 32—40 для железистых образцов и 18—26% — для марганцовистых (фиг. 2).

Для нивелирования валового состава образцов и уменьшения систематических ошибок анализа пробы и эталоны смешивали с буферными смесями. Разбавление проб и эталонов буферами, содержащими только щелочные металлы, снижает систематические ошибки, но полностью не уничтожает влияния Fe и Mn на результаты определения микроэлементов. Предложенные нами буферные смеси состава (угольный порошок 65% + Na₂SO₄ 15% + Fe₂O₃ 20%) для железистых образцов и (угольный порошок 75% + Na₂SO₄ 15% + MnCO₃ 10%) для марганцовистых образцов практически полностью устраняют влияние Fe и Mn на интенсивность спектральных линий микроэлементов и снижают систематические ошибки до незначительных величин. Это позволяет вести анализ по одной серии стандартов (см. фиг. 1).

Другой характер влияния на определение микроэлементов наблюдается при изменении концентрации Ca в анализируемых образцах. Повышение содержания Ca в пробах и эталонах понижает температуру дуги и создает большой фон в спектрограммах. Оба эти фактора способству-

ют ослаблению интенсивности спектральных линий для всех изученных элементов, что хорошо подтверждается градуировочными графиками (фиг. 3) и графиками зависимости относительной интенсивности от процентного содержания Са. Влияние Са начинает сказываться уже при его содержаниях 5—8%, достигая максимума при 40%. Причем интенсивность спектральных линий уменьшается не в одинаковой степени на всем диапазоне определяемых концентраций — с ростом концентраций определяемых элементов ослабление интенсивности увеличивается.

Изменение интенсивности спектральных линий приводит к систематическим ошибкам анализа, которые увеличиваются с ростом в пробах концентраций Са и микроэлементов.

Изменение интенсивности спектральных линий неодинаково для разных элементов. Для элементов с более низкими потенциалами ионизации характерна более сильная зависимость от температуры дуги. Поэтому рост содержания Са влияет больше на такие элементы, как Ga, Cr, Ni, ионизационные потенциалы которых соответственно равны 6,00—6,76—6,76 *ev*. Для этих элементов систематические ошибки достигают 39—60%. К этой же группе элементов относится и V, для которого колебание температуры дуги вызывает значительные изменения относительной интенсивности всех линий спектра. Меньшее влияние оказывает Са на интенсивность спектральных линий Mo, Pb, Cu, Co, Ge. Систематические ошибки для этих элементов составляют 20—39% (фиг. 2).

Нами была сделана попытка устранения влияния Са путем введения в пробы и эталоны буферных смесей различного состава. Результаты этого опыта отражены на графиках (см. фиг. 3). Приведенные данные свидетельствуют о том, что разбавление проб и эталонов буферными смесями приводит к снижению, но не к устранению систематических ошибок анализа. Для Ga, Cr, Ni, V ошибки снижаются до 20, для Mo, Pb, Cu, Co, Ge до 15%. Наименьшие ошибки достигаются в присутствии повышенного содержания Са совместно с Na. Но при этом значительно увеличивается фон в спектре, что крайне затрудняет выбор аналитических линий. Кроме того, избыточные количества Са слишком снижают интенсивность спектральных линий, тем самым резко уменьшая чувствительность определения элементов.

Результаты исследования позволяют сделать вывод, что при больших колебаниях содержания Са нельзя пользоваться одной серией эталонов для определения Cr, Ni, V, Co, Cu, Pb, Ga, Mo, Ge. Мы рекомендуем три серии стандартов с содержанием 10, 20 и 40% Са и буферную смесь состава (угольный порошок 85% + Na₂SO₄ 15%).

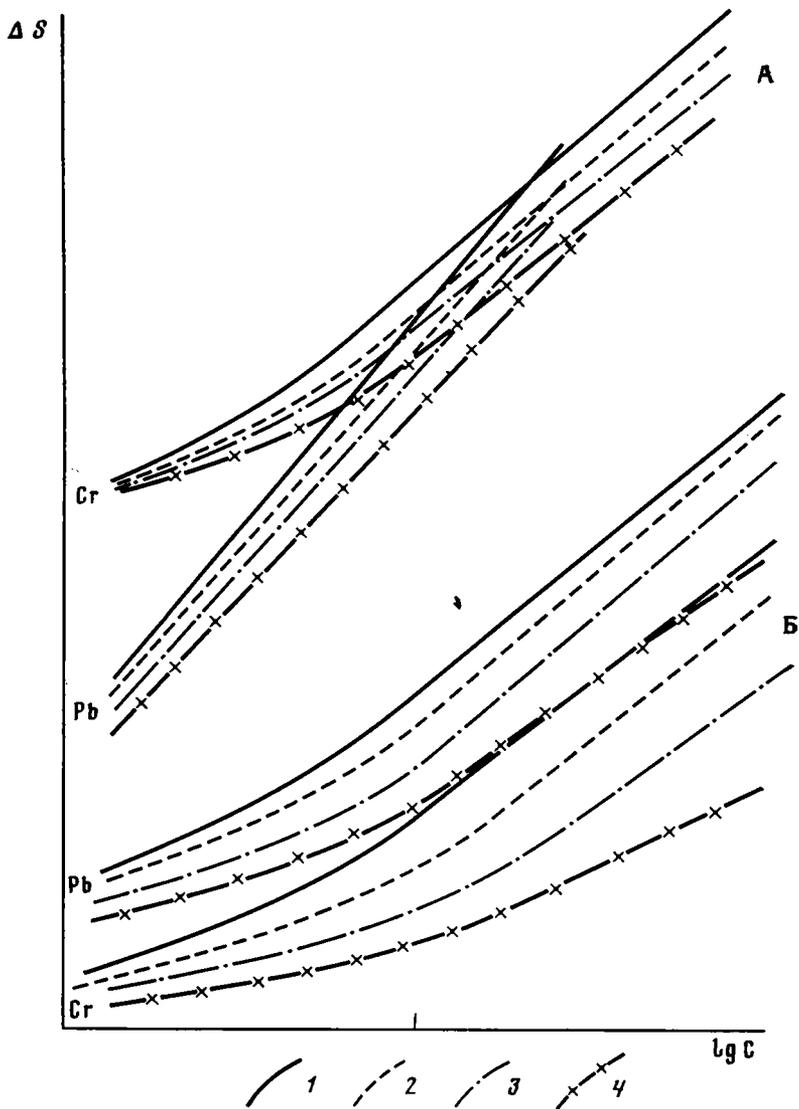
В результате исследования мы пришли к следующим выводам.

1. Образцы с повышенным содержанием Fe и Mn можно анализировать по единым стандартам, но только с введением соответствующих буферных смесей. В состав этих буферов обязательно должны входить соединения Fe и Mn.

2. Образцы, где в основе резко меняется концентрация Са, нельзя анализировать по одним стандартам. Необходимо приготовление специальных серий эталонов (не менее 3) с различными содержаниями Са.

3. Изменение интенсивности спектральных линий при нашем методе анализа практически не зависит от молекулярной формы соединения Са — для СаСО₃ и СаSO₄ были получены идентичные данные. Поэтому предварительная химическая обработка образцов (перевод в раствор, сплавление), при которой Са остается в пробах, не уничтожает влияния катиона Са на результаты определения микроэлементов.

4. Подобные закономерности будут иметь место и при других методах определения, когда имеется зависимость сигнала от температуры газового облака (пламенная фотометрия, атомная адсорбция, квантометрический анализ). Это обстоятельство надо учитывать при освоении новых методов определения элементов, поскольку ни новые типы прибо-



Фиг. 3. Градуировочные графики для определения Sr и Pb в карбонатных породах (А — с буфером; Б — без буфера)
1 — 1% Ca; 2 — 10% Ca; 3 — 20% Ca; 4 — 40% Ca

ров, ни единые союзные или международные стандарты сами по себе полностью не устраняют систематических ошибок, которые возникают за счет различной химической природы геологических образцов. Возможно, что применение новых источников энергии — плазменных генераторов — в сочетании с ЭВМ в значительной мере избавит нас от влияний валового состава при анализе сложного многокомпонентного минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Кибисов Г. И. Спектральный количественный анализ веществ методом вдувания. — Инженерно-физический журнал, 1959, т. 3.
Кибисов Г. И., Кубасова Н. Б. Количественный спектральный анализ веществ произвольного состава. 1. Об устранении влияний валового состава материалов на возбуждение спектров элементов. — Ж. прикл. спектроскопии, 1968, № 3.

- Лонцих С. В., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д. Спектральный анализ металлотрических проб. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Лонцих С. В., Райхбаум Я. Д. Влияние водорода на интенсивность линий при спектральном анализе руд.— Тр. ИРГИредмет, вып. II. М., 1963.
- Мандельштам С. Л. Интенсивность спектральных линий в дуге между угольными электродами.— Докл. АН СССР. Сер. физ., 1938, т. 18.
- Райхбаум Я. Д. Влияние химического состава проб на интенсивность линий при спектральном анализе руд.— Изв. вузов. Физика, 1959, № 3.
- Райхбаум Я. Д. Возможные причины влияния химического состава проб на интенсивность спектральных линий.— В кн.: Спектральный анализ в цветной металлургии. М., Metallurgizdat, 1960.
- Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С. Химические процессы в плазме дугового разряда. Спектральный анализ в геологии и геохимии.— В кн.: Спектральный анализ в геологии и геохимии. Материалы II Сибирского совещания по спектроскопии. М., «Наука», 1967.
- Русанов А. К., Батова Н. Т. О влиянии состава порошков на результаты спектрального анализа методом вдувания.— Заводск. лаб., 1961, т. 27, № 3.
- Русанов А. К., Батова Н. Т. Особенности процессов, влияющих на результаты спектрального анализа с вдуванием порошков в плазму дуги.— Ж. аналит. химии, 1965₁, т. 20, вып. 4.
- Русанов А. К., Батова Н. Т. О влиянии химических реакций на интенсивность линий при вдувании порошков в плазму дуги.— Ж. аналит. химии, 1965₂, т. 20, вып. 7.
- Русанов А. К. Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. М., «Недра», 1978.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.VI.1978

ХРОНИКА

**О МЕЖДУНАРОДНОМ СОВЕЩАНИИ
ПО БОКСИТАМ И ГЛИНАМ НА ЯМАЙКЕ**

В. А. ТЕНЯКОВ

С 14 по 20 августа 1977 г. на Ямайке, в г. Кингстоне, состоялось Международное совещание по бокситам и глинам, организованное двумя международными организациями: «Обществом по глинистым минералам» (The Clay Minerals Society — CMS) и «Международным комитетом по изучению бокситов, глинозема и алюминия» (International Committee for the Study of Bauxites Alumina and Aluminium — ICSOBA). К началу совещания были опубликованы тезисы докладов (Joint Meeting..., 1977).

На совещании был рассмотрен широкий круг достижений в познании глинистых минералов и бокситов, а также очередной ряд проблем и вопросов, стоящих в настоящее время перед мировой наукой в области дальнейшего изучения этих важнейших минеральных продуктов. Как и все предыдущие международные совещания CMS и ICSOBA, прошедший симпозиум был также весьма представительным: в нем приняло участие более 200 исследователей из 26 стран мира. Обращает на себя внимание большой интерес к совещанию со стороны крупных международных бокситодобывающих и бокситоперерабатывающих компаний «Алкан», «Алкоа», «Алпарт», «Кайзер», «Рейнольдс», а также созданной в 1974 г. Интернациональной бокситовой ассоциации (JBA), объединяющей в настоящее время 10 стран (Австралия, Индонезия, Гвинея, Сьерра-Леоне, Югославия, Суринам, Гайана, Гаити, Доминиканская республика, Ямайка).

Работа совещания протекала в рамках следующих основных направлений: альтернатива бокситам; глины — химия глин; характеристика глинистых минералов; бокситы — химия бокситов; генезис бокситов; процессы выветривания; вскрытие и переработка бокситов; красные шламы бокситов; бокситы, глинозем и прогресс.

Есть ли альтернатива бокситам? Р. Грим и Р. Халл (оба из США) сделали весьма интересные обзоры мировых ресурсов соответственно каолинов и алунитов. Однако лишь применительно к алуниту в двух докладах специалистов из Канады (А. Винер и Д. Кьюн) и Нидерландов (Р. Кюнель и Х. Роорда) был освещен чисто промышленный аспект использования этого вида сырья. Тем не менее, главный вывод остается пока один — в масштабах мирового производства глинозема и алюминия альтернативы бокситам нет. В. Хуан (США) доложил новый метод извлечения глинозема из различных природных глиноземосодержащих источников фтористоводородной кислотой.

Среди докладов секции «Химия глин» выделялся доклад В. Хуана о генезисе глинистых минералов в средах, обогащенных органическим веществом, и сообщения ряда исследователей из США (P. Aagaard, A. Kunkle, C. Price, D. Eberl, N. Güven, St. P. Sandstone и др.), посвященные диаграммам активности глинистых минералов, растворимости каолинита с некоторыми реагентами, реакционным сериям диоктаэдрических смектитов, относительной стабильности системы $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и ряду других вопросов.

В пределах секции «Характеристика глинистых минералов» среди многих сообщений безусловно привлекли к себе внимание доклад югославского геохимика З. Максимовича «Свойства и генезис бриндлиита», сообщение Г. Бриндли (США) совместно с А. Портером (Ямайка) о дикките на Ямайке и доклад группы авторов во главе с Г. Ванской (все из США) о структурных изменениях в палыгорските в процессе его дегидратации — регидратации.

Среди многих докладов, сделанных на совещании по направлению «Химия бокситов», необходимо обратить внимание на следующие. В докладе группы авторов из Югославии во главе с О. Лаходни-Шарк был рассмотрен интересный вопрос о фазовом составе глинозема при взаимодействии алюминиевых амальгам с водой. Кристаллиза-

ционному фракционированию гетита и гематита (при 70°С) был посвящен доклад М. Вэна и П. Су (США). Однако особый интерес был вызван докладами Дж. Хюнеке и Р. Альвареса (США, Гавайи) об интерпретации лазерных раман-спектров гиббситов и К. Винтера с большой группой соавторов (США) о применении мессбауэровской спектроскопии на Fe⁵⁷ в бокситах.

В рамках секции «Генезис бокситов» были рассмотрены следующие важные вопросы: «Современные процессы латеритизации» (С. Паттерсон, США — на примере о. Кауи, Гавайи), «Бокситы и выщелачивание известняков» (Ж. де Вейсе, Швейцария), «Бокситообразование и пеплы» (Ж. Комер, США), «Бокситы: тектоника» (Д. Бардоши, Венгрия). Особый интерес вызвал доклад Ж. Комера, который на примере Ямайки сделал попытку доказать, что бентонитовые глины, залегающие среди известняков, — тот же первоначально пепловый субстрат, но только отложившийся в морских условиях, а не на карстующихся известняках суши.

Ряд докладов был сделан по бокситовым месторождениям Ямайки ямайскими геологами. Особо следует выделить доклад главы ямайских геологов-бокситчиков В. Хилла («Сингенез и диагенез бокситов Ямайки»), а также его коллег К. Девиса и сотр. и Е. Робинсона. Эти сообщения помимо весьма интересных сведений о геологии, вещественном составе и происхождении бокситов Ямайки дали возможность прийти к выводу о том, что современные процессы бокситообразования в новейших карстовых воронках не происходит. Лишь один процесс вторичного изменения бокситов Ямайки под влиянием «выщелачивающего» действия грунтовых вод хорошо виден в некоторых карьерах — этот процесс обеления (вынос железа) нижних частей рудных залежей.

Обратили на себя внимание и два доклада, использовавших геохимические подходы к решению вопросов генезиса бокситов: доклад Е. Шролля (Австрия) «Редкие элементы в каолинах и бокситах и генезис последних» и З. Максимовича (Югославия) и Г. Де Вейсе (Швейцария) — «О генетических результатах геохимического изучения бокситов юга Франции».

Надо отметить, что в рамках этой секции был проведен ряд докладов и сообщений, принесших довольно много новых данных по геологии отдельных бокситоносных районов и месторождений, что тоже явилось весьма полезным для участников совещания; при этом доложенные материалы дополнили наши знания о бокситах Гавайских островов, юга Франции, Греции, Югославии, Венгрии, Бразилии, Ямайки, Океании и некоторых других стран и районов мира.

От СССР на этом совещании в рамках секции «Генезис бокситов» был представлен доклад А. В. Сидоренко и В. А. Тенякова «Бокситообразование в геологической истории Земли», в котором с позиций новых успехов в познании докембрия было показано, что процесс бокситообразования был свойственен практически всей обозримой на современном уровне геологической истории Земли.

В особом направлении выделялся ряд сообщений о процессах выветривания. Здесь заслуживают особого упоминания доклад В. Келлера (США) об изучении на электронном скане процессов каолинизации полевых шпатов в связи с проблемой возникновения диаспора и бемита в бокситах, а также доклад О. Кларка «Гиббсит в тропических почвах».

Очень много докладов было представлено на секции «Вскрытие и переработка бокситов». Выделим лишь наиболее, с нашей точки зрения, интересные.

Д. Салатич (Югославия) рассмотрел флотуруемость бемита и каолинита с анонными коллекторами перед переработкой бокситов по способу Байера. П. Робер (Греция) показал широкие возможности применения электронного микроскопа при выяснении тончайших соотношений минералов бокситов друг с другом, что имеет исключительное значение при оценке качества руд перед их переработкой.

«Красные шламы бокситов». Как известно, так называемые «красные шламы» — отходы глиноземного производства, и проблема их размещения вблизи заводов или вообще на территории промышленных округов, а также вопросы их утилизации или извлечения из них титана и многих редких элементов (скандий, торий, ниобий, галлий, ванадий, редкие земли и др.) давно являются исключительно острыми проблемами и пока нигде не решаются практически в полной мере.

В докладах венгерских технологов Ф. Орбэна и др. и нигерийского технолога Г. Джву были проанализированы вопросы использования результатов моделирования процесса отделения красных шламов, селективного удаления из них натриевых соединений, влияние технологического процесса на их свойства и состав, а также на то, какую реальную и серьезную угрозу они представляют для окружающей среды. Особенности технологии переработки бокситов и свойства красных шламов были детально рассмотрены в сообщении К. Шоймара (Венгрия). Обзорный доклад по всей проблеме красных шламов сделал Дж. Замбо (Венгрия), который проанализировал весь цикл вопросов — от свойств красных шламов, их «структуры» и состава до проблем утилизации или «уничтожения».

Особый круг вопросов был рассмотрен на симпозиуме «Бокситы, глинозем и прогресс».

Здесь прежде всего должен быть отмечен доклад генерального секретаря Интернациональной бокситовой ассоциации Х. Гуда (Ямайка). Содержание доклада хорошо видно из его названия: «Бокситы и новый экономический порядок». В интересном докладе В. Тейлора (Ямайка) изложена крупная проблема особенностей и реальных

Фактов влияния распределения «бокситовой продукции» на о. Ямайка — острове столь небольших размеров (11 тыс. кв. км).

Особый цикл докладов в этой связи касался проблемы рекультивации отработанных бокситовых карьеров (доклады С. Вильямса, Г. Моргана, А. Стивенса и К. Лайв-Айе — все из Ямайки). Этим работам и их роли в сохранении окружающей среды о. Ямайка государство придает исключительно большое значение. Надо особо отметить, что и практические результаты этой специфической службы на Ямайке весьма впечатляющи.

В пределах работы совещания состоялись две экскурсии по месторождениям бокситов Ямайки — Св. Анны и Св. Элизабет (район Манчестер).

Во время работы совещания были проведены также общие Генеральные сессии CMS и ICSOBA. В частности, на последней было принято решение о проведении следующих очередных Международных совещаний ICSOBA по бокситам в Греции (октябрь, 1978) и в Италии (октябрь, 1979).

В целом, нужно констатировать, что совещание прошло очень успешно, имело высокий научный уровень и представительность, было прекрасно организовано, и безусловно, ознаменовало новый значительный шаг в общем прогрессе наших знаний в области бокситов и глины.

ВИМС,
Москва

Дата поступления
25.IV.1978

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА, ДИФФЕРЕНЦИРОВАНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

Л. Г. ТКАЧУК, Д. П. ХРУЩОВ

11—13 октября 1977 г. в г. Калуше по инициативе Украинского литологического комитета проведен симпозиум, посвященный методам определения возраста и корреляции соленосных толщ. В организации симпозиума приняли участие Отделение наук о Земле АН УССР, Институт геохимии и физики минералов, Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Калушский филиал ВНИИ галургии, Калушское объединение «Хлорвинил», Львовская геологическая экспедиция Министерства геологии УССР.

Актуальность рассмотрения намеченного программой круга вопросов обусловлена необходимостью углубленного изучения соленосных отложений ввиду расширения перспектив поисков полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с галогенными формациями, а также других возможностей использования соленосных толщ.

В работе симпозиума приняли участие 72 представителя научно-исследовательских и производственных организаций Украины и РСФСР. Интерес, проявленный к симпозиуму со стороны широких кругов геологов, свидетельствует о том, что постановка проблемы выходит за рамки республиканского совещания.

Заслушано и обсуждено 32 доклада и сообщений. В обобщающих докладах дан анализ важнейших результатов и достижений в области изучения соленосных формаций и связанных с ними полезных ископаемых за период времени, прошедший после проведения республиканского симпозиума по галогенным формациям (г. Львов, 1971 г.). Намечены основные направления дальнейших исследований. Среди заслушанных докладов большая часть была посвящена проблеме дифференцирования и корреляции соленосных толщ. Обсуждались теоретические основы корреляции соленосных толщ, базирующихся на принципе изменения условий осадконакопления во времени и пространстве. Рассмотрены возможности использования критериев дифференцирования — литолого-стратиграфических, петрографических, минералогических, геохимических. Основопологающие моменты данной проблемы приведены в докладах Я. Я. Яржемского, С. М. Корневского, М. А. Жаркова и некоторых других.

Сообщалось о разработке специальных методик — анализа включений соляных минералов, методики литологического разделения разновозрастных соленосных толщ. Анализировались принципы и методические приемы расчленения и корреляции в условиях нормального или слабодислоцированного залегания соленосных толщ (Днепро-ско-Донецкая впадина, Донбасс, Предуралье, Сибирская платформа и др.), сильной их дислоцированности (Предкарпатье), солянокупольных регионах (Днепро-ско-Донецкая впадина, Прикаспийская депрессия) и отдельных солянокупольных структур (Эльтонский купол).

В целом в рассматриваемой проблеме намечаются две основные тенденции: корреляция по данным изучения общего строения соленосных серий на основе литостратиграфического принципа и разработке специальных методов дифференцирования. Первая из них по своему существу является классической, однако в ряде случаев (сильная дислоцированность соленосных толщ, значительные глубины залегания, недостаточная охарактеризованность ядерным материалом) ее реализация трудно осуществима. Вторая тенденция базируется на выявлении частных критериев дифференцирования. Как показал анализ представленных на симпозиуме материалов, наиболее эффективный путь решения проблемы корреляции соленосных толщ состоит в объединении обеих тенденций — разработка общей стратиграфической схемы на основе классических приемов с решением частных моментов путем применения специальных методов.

Ряд докладов был посвящен исследованию возможностей применения для расчленения галогенных формаций геофизических (в том числе ядерно-физических) методов.

В отдельных докладах сообщалось о практическом опыте использования методов разделения и корреляции для стратиграфических построений и решения определенных геологических вопросов в соленосных регионах Украины, а также РСФСР и других союзных республик.

На симпозиуме дополнительно был заслушан ряд докладов и сообщений, касающихся некоторых частных вопросов классификации и номенклатуры соляных пород, геологического строения соленосных регионов и отдельных месторождений.

В соответствии с директивами партии и Правительства о интенсификации работ по расширению минерально-сырьевой базы основных отраслей народного хозяйства, а также повышению качества и эффективности геологических исследований, в решении симпозиума отмечается необходимость дальнейшего развития всестороннего изучения соленосных формаций для обеспечения научных основ прогноза месторождений связанных с ними полезных ископаемых. Признана целесообразность дальнейшей разработки методов дифференцирования, корреляции и определения возраста соленосных толщ с целью создания основы для построения литолого-фациальных, палеогеографических и прогнозных карт, а также расшифровки геологических структур в районах

усложненной соляной тектоники. Наиболее важными задачами ближайшего будущего предложено считать решение конкретных практических вопросов, связанных с поисками полезных ископаемых в соленосных регионах и всесторонним использованием соленосных толщ (добыча рассолов, оборудование подземных хранилищ углеводородов и химических продуктов, захоронение отходов и т. д.).

В связи с принципиальной новизной и актуальностью обсуждавшихся вопросов предложено опубликовать материалы симпозиума в сборнике Украинского литологического комитета.

Решено провести в 1980 г. совещание по проблеме «Наложенные процессы в соленосных солянокупольных бассейнах». Эта проблема представляет интерес прежде всего в связи с существенной ролью рассольного рудогенеза в образовании проявлений полиметаллического, медного, баритового и редкоземельного оруденения, а также с развитием вулканизма в соленосных регионах и сопряженной с ним поствулканической и гидротермальной деятельности, получающей интенсивное проявление в солянокупольных структурах. Перспективность известных в настоящее время рудопроявлений этого типа обуславливает практическую значительность проблемы и повышенный интерес к разработке и обсуждению связанных с ней теоретических вопросов.

Институт геохимии
и физики минералов,
Киев

Дата поступления
21.XI.1977

ВЛАДИМИР СЕРГЕЕВИЧ ТРОФИМОВ

(К 80-летию со дня рождения)

26 ноября 1978 г. исполняется 80 лет со дня рождения и 55 лет научно-производственной деятельности крупного специалиста в области алмазных месторождений и россыпей полезных ископаемых, старшего научного сотрудника Научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) и председателя секции россыпей Научного совета по рудообразованию АН СССР, доктора геолого-минералогических наук Владимира Сергеевича Трофимова.

Вся научно-производственная деятельность В. С. Трофимова после окончания им в 1925 г. Ленинградского горного института была сосредоточена на изучении месторождений полезных ископаемых. В начале своей деятельности он занимался изучением Чикойского молибденового месторождения в Забайкалье, Белоканского медного месторождения в Азербайджане, золотых и олово-вольфрамовых месторождений в Калбинском хребте, на Алтае и на Урале и месторождений исландского шпата и сурьмы на Кавказе.

С 1937—1938 гг. В. С. Трофимов занимался изучением алмазности Восточного Саяна и Ветреного пояса на Балтийском щите. В 1938 г. В. С. Трофимов включился в инициативную группу по изучению алмазности СССР. С этого года по 1947 г. он изучал алмазность Среднего Урала, где им были открыты промышленные россыпи алмазов.

В 1943 г. Комитет по делам геологии при СНК СССР предложил В. С. Трофимову выполнить научно-исследовательскую работу по выявлению на территории СССР благоприятных в отношении алмазности геологических структур. Эта работа была закончена в 1944 г. и утверждена с хорошей оценкой на специальном заседании ВКЗ, которая рекомендовала геологосъемочным партиям комитета попутно со съемочными работами производить поиски алмазов. В результате этого геологосъемочной партией М. М. Одинцова были найдены первые алмазы в Якутии, в одной из точек, указанных в работе В. С. Трофимова, что послужило началом освоения Якутской алмазносной провинции.

С 1943 по 1956 г. Трофимов руководил комплексной Центрально-Сибирской экспедицией по изучению геологии Западной Якутии, работа которой во многом способствовала скорейшему выявлению перспектив алмазности Сибирской платформы.

Последние годы В. С. Трофимов занимался изучением алмазности других регионов СССР и обобщением геологического материала по зарубежным месторождениям алмазов, опубликовав на эту тему 4 монографии. В результате изучения огромного материала по отечественным и зарубежным месторождениям алмазов им была предложена новая гипотеза образования алмазов в промежуточных магматических камерах щелочно-ультраосновного вулканизма, которая за последние годы подтверждается многочисленными данными.

С 1958 г. В. С. Трофимов является председателем секции россыпей Научного совета по рудообразованию при АН СССР. При его непосредственном участии и руководстве было проведено 5 всесоюзных совещаний по геологии россыпей — в Москве (1959 и 1964 гг.), Магадане (1969), Киеве (1973) и Риге (1977).

В. С. Трофимовым опубликовано 124 научных работы. Он награжден орденом «Знак почета», медалями СССР.

В настоящее время В. С. Трофимов находится в полном расцвете своих творческих сил. В 1978 г. сдана в печать его монография «Геология месторождений природных алмазов». В. С. Трофимов является членом Научного совета ЦНИГРИ по признанию докторских степеней, редактором-консультантом «Горной энциклопедии».

Желаем юбиляру здоровья и дальнейших творческих успехов на благо нашей великой Родины.

Редколлегия

Дата поступления
20.X.1978

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

3

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 01.02.79 Подписано к печати 20.04.79 Т-08732 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 15,4+1 вкл. Уч.-изд. л. 16,9 Бум. л. 5,5 Тираж 1295 экз. Зак. 4464

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10