



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

МОСКОВСКИЙ ЭНЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

5

1983

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах	3
Крашенинников Г. Ф. Понятие «фация» и методические вопросы фациального анализа	24
Шур В. И., Патык-Кара Н. Г. Минеральные ассоциации кайнозойских отложений оловорудных районов Восточной Якутии	39
Горяинов П. М. О геодинамических необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта	47
Бойко Н. И., Пушкарский Е. М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье	61
Колесников Г. П., Бутылин В. П., Мишин В. И., Филиппов Н. Б. Стратиграфия продуктивной свиты Печенгского рудного поля (Кольский полуостров)	71
Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море)	82
Розанов А. Г., Морозов А. А. О диагенетических сульфидов железа в морских осадках	89
Дриц В. А., Слонимская М. В., Степанов С. С., Юркова Р. М., Дайняк Б. А. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов	102

Краткие сообщения

Анфимов Л. В., Козлов В. И., Ротарь А. Ф., Наумова В. М. Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала	114
Рыбалко С. И. Акцессорные алмазы в современных аккумулятивных телах побережья Черного и Азовского морей	118
Файер М. М., Шувалова Г. А., Сливкова Р. П. Формирование позднепермских цеолитсодержащих отложений Притиманья	123

Методика

Холодкович И. В., Худоложкин В. О., Чудаев О. В., Пушаровский Д. Ю. Опыт использования рентгенографии в морских экспедиционных условиях	130
---	-----

Хроника

Тимофеев П. П., Акрамходжаев А. М., Бурлин Ю. К., Кишин А. В., Назаревич И. А., Неручев С. Г., Романкевич Е. А. VII Всесоюзный семинар «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках»	132
Вертунов Л. Н. Десятая научная сессия по литологии и геохимии Средней Азии	133

Критика и дискуссии

Тимофеев П. П., Шербаков А. В. Литогенез, подземные воды и нефтегазообразование (о книге А. В. Кудельского и В. М. Бурака) «Газовый режим Припятьского прогиба»	137
А. П. Лисицын (К 60-летию со дня рождения)	140

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1983

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Kholodov V. N., Khvorova J. V.</i> Evolution of sedimentation processes on continents and in oceans	3
<i>Krashennnikov G. F.</i> The term «facies» and methodical problems of the facial analysis	24
<i>Shur V. I., Patyk-Kara N. G.</i> Mineral associations of Cenozoic deposits of tin-ore regions in Eastern Yakutiya	39
<i>Goryainov P. M.</i> On geodynamic extraordinary conditions of sedimentary rock- and ore-formation relative to manifestation of tectoniccaisson effect	47
<i>Boiko N. I., Pushkarsky E. M.</i> Lithologo-facial peculiarities and coditions of formation of Norijsk deposits in the Western Forecaucasus	61
<i>Kolesnikov G. P., Butylin V. P., Mishin V. I., Filippov N. B.</i> Stratigraphy of the productive suite of the Pechenega ore field (Kola peninsula)	71
<i>Butuzova G. Yu., Drits V. A., Lisitsina N. A., Tsipursky S. I.</i> New data on authigenic stratified silicates in metalliferous sediments of the Atlantis-II Deep (the Red Sea)	82
<i>Rozanov A. G., Morozov A. A.</i> On diagenetic Fe-sulphides in sea sediments	89
<i>Drits V. A., Slonimskaya M. V., Stepanov S. S., Yurkova R. M., Dainyak B. A.</i> On the role of reproduced fluids in the proceses of ultrabasite serpentinization	102

Brief communications

<i>Anfimov L. V., Kozlov V. I., Rotar' A. F., Naumova V. M.</i> Maturity of clastic quartz grains from sandstones of Riphean series basal suites in the Southern Urals	114
<i>Rybalko S. I.</i> Accessory diamonds in recent accumulative bodies of the Black and Azov Sea coasts	118
<i>Faier M. M., Shuvalova G. A., Slivkova R. P.</i> Formation of late permian zeolite-bearing deposits of the Timan region	123

Methods

<i>Kholodkevich I. V., Khudolozhkin V. O., Chudaev O. V., Pushcharovsky D. Yu.</i> Experience in using radiography under conditions of sea expeditions	130
--	-----

Chronikles

<i>Timofeev P. P., Akramkhodzhaev A. M., Burlin Yu. K., Kirshin A. V., Nazarevich I. A., Neruchev S. G., Romankevich E. A.</i> VII All-Union seminar «Organic matter in recent and fossil sediments»	132
<i>Vertunov L. N.</i> X-th scientific session on lithology and geochemistry of Middle Asia	133

Criticism and discussions

<i>Timofeev P. P., Shcherbakov A. V.</i> Lithogenesis, ground waters and oil and gas formation (in the book by A. V. Kudelsky and V. M. Burak) «Gas regime of the Pripyat trough»	137
<i>A. P. Lisitsin</i> (To the 60-th anniversary of the birthday)	140

УДК 551.8.02:551.12

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

ТИМОФЕЕВ П. П., ХОЛОДОВ В. Н., ХВОРОВА И. В.

В статье разбираются два подхода к определению понятия «океан» и рассматривается проблема океанской седиментации в палеозое. Показано отсутствие на континентах, в том числе и в складчатых поясах, пелагических абиссальных отложений, сходных с современными. Геосинклинальные бассейны прошлого хотя и обладали корой океанического типа, но имели иную морфометрию, чем современные, и иной характер осадков. Анализируются глобальные уровни геологических событий на протяжении фанерозойской истории Земли, делается попытка нарисовать общую картину эволюции кремне- и карбонатонакопления.

Важнейшей проблемой литологии и осадочной геохимии является сравнительное исследование осадочного чехла океанического и континентального блоков Земли. Следует сразу же подчеркнуть, что геологическая история океанов, выявленная на основе глубоководного бурения, охватывает относительно небольшой интервал времени — 180—200 млн. лет, от юры до квартера включительно; более древние отложения достоверно устанавливаются только на тех островах, что располагаются в зонах, переходных от океанов к континентам.

Неизмеримо более объемной представляется геологическая история континентальных блоков; древнейшие породы, выявленные в пределах щитов платформ радиологическими методами, имеют возраст 3,5—4,0 млрд. лет.

Если принять возраст самых древних пород континентов в 4000 млн. лет, то станет очевидным, что достоверно установленная история океанов составляет лишь 5% геологической истории Земли; иначе говоря, непосредственное сравнение важнейших геологических событий на континентах и в океанах может охватить лишь очень небольшую часть истории планеты. Вся остальная ее история может быть реконструирована лишь на основе литологогеологических исследований, сосредоточенных в пределах континентального блока; палеозойское прошлое современного Мирового океана, составляющего, как известно, $\frac{2}{3}$ поверхности планеты, восстанавливается лишь на основе тех или иных теоретических предположений.

Следует подчеркнуть, что палеозойские толщи развиты на относительно небольшой площади континентального блока ($149 \cdot 10^6$ км², или $\frac{1}{3}$ поверхности Земли). Почти повсеместно они испытали воздействие интенсивных катагенетических, а местами — метаморфических процессов и, естественно, что седиментационные обстановки, в которых они возникали, реконструируются очень приближенно. Наряду со сложностями воссоздания различных типов тектонических движений все это чрезвычайно затрудняет палеогеографические построения и, возможно, именно поэтому само существование осадков палеозойских океанов на континентах до эпохи распада Пангеи до сих пор выглядит только как более или менее обоснованное предположение.

Трудности изучения палеозойских бассейнов осадконакопления в пределах континентального блока Земли связаны также с двойственной трактовкой самого понятия «океан». Одни геологи вкладывают в этот термин структурно-тектонический смысл и считают обязательным его признаком наличие коры океанического типа, в пределах которой I слой представлен разнообразными осадочными напластованиями, II слой сложен толентовыми базальтами, а III слой отвечает мантии и в верхней своей части сложен преимущественно габбро [38]; в такой трактовке

механизм и особенности накопления осадков в водоемах, а также морфометрия бассейнов отступают на второй план и главным признаком океанской структуры становится широкое пространственное развитие здесь офиолитовых формаций, включая толентовые базальты.

Другие исследователи [2, 37, 57, 61, 63] считают необходимым четко различать озерный, морской и океанский типы осадкообразования и под термином «океан» понимают исключительно водоемы с максимальной площадью акватории, колоссальной глубиной и относительно небольшим отношением площади питающей провинции к площади акватории. Хотя периферические, шельфовые части такого гигантского конечного водоема стока являются ареной формирования обычных терригенных морских осадков, слабо или почти не отличающихся от осадков эпиконтинентальных морей, его абиссальные области представлены океанскими отложениями, которые и следует рассматривать как своеобразные индикаторы океанского осадочного процесса. В таком понимании «океан» существенно отличается от «моря» не только по особенностям морфометрии, но, что самое главное, — по типу осадочного процесса, а также по характеру своих глубоководных осадков, хотя оба эти водоема могут занимать близкую структурно-тектоническую позицию, располагаясь в области развития океанической коры. Более того, в ряде случаев огромные палеоводоемы, сходные по размерам с океаническими, могут развиваться на древних платформах, захватывая участки, сложенные типичной континентальной корой.

С другой стороны, не обязательно океаническая кора является принадлежностью океанического бассейна. Общеизвестно, что в настоящее время кора этого типа установлена на юге Каспийского моря, в пределах Байкала, в Красном море, хотя эти водоемы никак не могут быть отнесены к океаническим. Более того, в недавних работах П. П. Тимофеева [65], основанных на детальном литолого-фациальном изучении многочисленных разрезов осадочного чехла Мирового океана по керну скважин э/с «Гломар Челленджер», было показано, что Атлантический океан как единый бассейн возник только в конце мезозойской или в начале кайнозойской эры. В юрское время на всей огромной площади этого водоема располагалась серия озерных, озерно-морских и морских солоноватоводных, в той или иной мере мелководных бассейнов, а позднее, в нижнем и верхнем мелу, на этом месте получили развитие морские палеобассейны, вначале замкнутые, а затем сливающиеся в единую систему, осложненную сетью заливов и лагун. Только в кайнозое их сменил единый глубоководный Атлантический океан с его современной акваторией и морфометрией.

Здесь следует также подчеркнуть условность самого понятия «древняя океаническая кора», так как в ряде случаев, и особенно в палеозое и докембрии, она выделялась не на основании объективных геофизических данных, а путем довольно произвольных экстраполяций и реконструкций.

На наш взгляд, существование древнего океана должно доказываться прежде всего не путем реконструкции типа древней земной коры, а путем отыскивания древних абиссально-пелагических океанских отложений и анализа их пространственных взаимоотношений с более мелководными морскими фациями, т. е. поисками аналогов современных океанских формаций.

К сожалению, несмотря на многочисленные попытки найти гомологи современных океанских отложений в палеозойских толщах континентального блока, достоверные литологические индикаторы древнего океанского осадконакопления здесь до сих пор еще не обнаружены.

Еще более сложный объект для исследования — осадочные толщи докембрия. Общеизвестно, что эти образования доступны непосредственному геологическому наблюдению только в пределах щитов древних платформ и в ядрах орогенов; отдельные разрозненные выходы докембрийских пород на дневную поверхность в общей сложности составляют,

по подсчетам Г. В. Войткевича и Г. И. Лебедеко [10], около 18% площади материков, хотя и представляют более 85% истории планеты. Как правило, эти отложения еще более интенсивно, нежели палеозойские, переработаны метаморфическими процессами; нередко первично-осадочные толщи превращены в различные кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранулиты, мигматиты и другие породы высоких степеней метаморфизма. Естественно, что реконструкция их первично-осадочной природы, фациальной принадлежности и условий формирования представляет собой совершенно особую проблему. И хотя в этом направлении литологи далеко продвинулись вперед благодаря работам акад. А. В. Сидоренко, методика палеофациальных реконструкций в докембрийских отложениях нуждается в дальнейшей разработке и совершенствовании.

Вследствие трудности стратиграфических сопоставлений [24, 49], а также широких палеогеографических реконструкций в докембрии вообще отсутствуют какие-либо достоверные литологические доказательства существования палеоокеанов и палеоконтинентов. Более того, геологические материалы, опубликованные недавно А. В. Сидоренко с сотрудниками [50, 51], а также Б. Виндли [94], свидетельствуют о широком развитии в этих отложениях признаков кор выветривания, делювиально-пролювиальных фаций, палеопочв, несогласий, прибрежных отложений литорали (приливных, строматолитовых, карбонатных банок, себкха), речных отложений, тиллитов, континентальных краснокварцевых и следов наземного вулканизма, а это в свою очередь наводит на мысль о том, что зеленокаменные пояса архея представляли собой узкие и, по-видимому, морские бассейны осадконакопления с расчлененным вулканическим рельефом, заключенные между значительными массивами суши. Поскольку, однако, в ходе метаморфических преобразований докембрийских пород многие важные черты условий осадкообразования оказались стертыми, а сами они теперь обнажены в виде отдельных пятен-участков, реконструкция очертаний древних континентов и «океанов» оказывается чрезвычайно сложной, а подчас и неразрешимой задачей. Поэтому даже самые убежденные сторонники тектоники плит [3, 77, 86, 93] очень редко решаются распространить свои построения на глубокие слои докембрия и, что не менее важно, оперируют в своих представлениях не системой континент — океан, а континентальная или океаническая кора, имея в виду, в последнем случае, участки широкого развития офиолитовых комплексов.

Итак, характеризуя эволюцию осадочного породообразования в истории планеты, мы опираемся на существенно различный по своей представительности фактический материал.

История развития континентов и океанов довольно достоверно реконструируется на последнем этапе эволюции Земли, от юры до настоящего времени.

Менее достоверны представления о существовании и специфике древних «океанов» в палеозойское время, вплоть до формирования и распада Пангеи; по существу большинство геологов, исследующих палеозойские водоемы, говорят не о преобладающем здесь океаническом типе седиментации, а об океаническом типе коры. Наконец, еще более фрагментарны и менее достоверны сведения о докембрийских океанах; в этой части геология все еще не вышла за пределы умозрительных построений и предположений.

Таким образом, с позиции возможного существования континентального и океанического блоков в истории Земли выделяются три главных этапа: 1) мезозойско-кайнозойский; 2) палеозойский и 3) докембрийский.

Характерной особенностью осадочного чехла, развитого как на континентах, так и в океанах, является его крайняя вертикальная неоднородность. Она обусловлена локальными и региональными изменениями условий осадкообразования, их периодической повторяемостью во вре-

мени, а также необратимыми процессами, связанными с непрерывным усложнением условий седиментогенеза во времени.

Большой интерес представляет то обстоятельство, что на определенных стратиграфических уровнях в осадочных толщах фиксируется появление необычных типов осадков или осадочных пород, скопления осадочных руд, определенных минеральных парагенезов или наборов химических элементов; все эти литолого-геохимические или литолого-минералогические «аномалии» в разрезе стратисферы отражают нарушения нормальной последовательности глобальных геологических событий и служат своеобразными реперами, имеющими нередко большое стратиграфическое, а также генетическое значение.

Выделение, прослеживание и теоретическое истолкование таких «аномальных» литологических уровней в осадочном чехле Земли должно иметь большое значение, поскольку оно позволит тесно связать между собой генетически различные геологические события на континентах и в океанах и подчас по-новому представить генезис осадочных пород, руд, скоплений минералов или химических элементов. В некоторых случаях исследование «аномальных» литологических уровней может помочь синхронизировать между собой ряд трудносопоставимых разрезов или даже прогнозировать поиски месторождений полезных ископаемых.

Выявление «аномальных» литологических уровней в разновозрастных осадочных толщах, сравнение их литолого-геохимических особенностей между собой и их прослеживание в стратиграфической последовательности может существенно дополнить существующие представления об эволюции осадочного породо- и рудообразования во времени.

При этом, однако, на разных этапах геологической истории значение и масштабы «аномальных» литологических уровней глобальных событий будут существенно меняться. Действительно, в течение всего мезозойско-кайнозойского этапа они могут прослеживаться в осадочных толщах континентов и океанов и реально отражать изменения в «работе» планетарных геологических факторов (деятельность гидро-, атмос- и биосферы, глобальные тектонические явления, планетарный вулканизм и др.).

На протяжении палеозойского этапа литологические уровни глобальных событий могут быть установлены только в пределах континентального блока; их планетарность чаще всего вытекает из общих соображений или доказывается сравнением осадочных отложений различных континентов между собой.

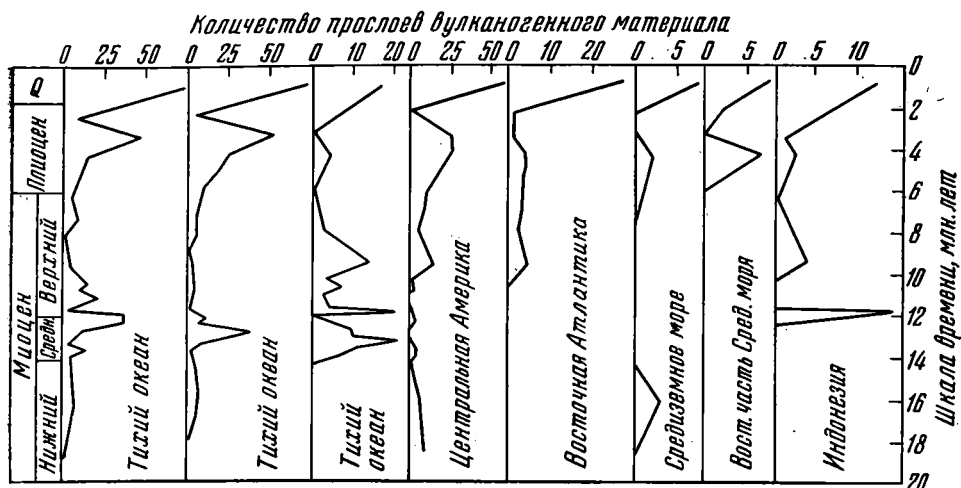
Наконец, глобальные литологические уровни докембрийского этапа отличаются еще большей условностью; будучи зафиксированы исключительно в пределах щитов и орогенов, они на основании ряда косвенных данных и путем применения весьма условных стратиграфических сопоставлений распространяются геологами на всю площадь планеты.

Анализ стратиграфических уровней определенных глобальных событий является особенно перспективным при сравнительных исследованиях мезозойско-кайнозойских отложений не только континентальных блоков, но и осадочного чехла океанов. Хотя этот тип исследований и может быть отнесен только к последним 200 млн. лет, он представляется весьма интересным. Обширный материал, полученный в последнее время по скважинам Проекта глубоководного океанского бурения (DSDP), открывает в этом отношении широкие возможности.

В данной статье в качестве примера мы рассмотрим два мезозойско-кайнозойских уровня — неоген-четвертичный уровень распространения вулканических пеплов и юрско-меловой — развития черных сланцев.

Широкое распространение пирокластики в современных осадках океанов было установлено многими исследователями [5, 32, 35, 40, 89—91].

В последнее время появились данные, позволяющие охарактеризовать распространение пепловых прослоев во всей толще кайнозойских океанических осадков [67]. Удачная попытка изучения и корреляции пепловых прослоев в пределах Циркум-Тихоокеанского региона принад-



Фиг. 1. Количество прослоев вулканических пеплов в разрезах скважин DSDP в Тихом и Атлантическом океанах (по Дж. П. Кеннету и Р. С. Таннелу [82])

лежит Дж. П. Кеннету и Р. С. Таннелу [84], а также Дж. П. Кеннету и др. [85]. Статистические подсчеты количества и мощностей пепловых прослоев в скважинах DSDP позволили этим авторам выявить интенсивные вспышки вулканизма в среднем миоцене, позднем миоцене, среднем плиоцене и наиболее интенсивную в четвертичном периоде (фиг. 1). Эти же эпизоды иногда с небольшим сдвигом были зафиксированы на континентах на северо-западе Северной и Центральной Америки, в западном обрамлении и вулканических структурах Тихого океана [85]. Наиболее широкое распространение имели среднемиоценовый (Колумбийский) и четвертичный (Каскадный) эпизоды. Для более древних слоев авторы считают невозможным выявить достаточно четко пепловые прослои вследствие их глубокой переработки.

Характерно, что скопления пирокластического материала в кайнозойских отложениях Тихого океана тесно ассоциируются со смектитам, феррисмектитам и филлипситом, что было показано А. Г. Коссовской и др. [27] при изучении трансокеанского профиля скважин.

Этими исследователями установлено, что толщи неоген-четвертичного возраста характеризуются обычно широким распространением продуктов вторичной переработки пеплового материала. Любопытно, что наряду с пеплами в пределах Тихоокеанского кольца часто встречаются разнообразные по составу миоценовые эффузивы. Более того, интенсификация вулканической деятельности может, по-видимому, быть прослежена гораздо шире, в пределах континентального блока восточного полушария. Так, например, многочисленные прослои бентонитовых глин и пеплов хорошо известны в разрезах Предкарпатья, Кавказа и даже Русской платформы, начиная с миоценового времени. По материалам А. Б. Ронова [43, 44], общее количество вулканогенных пород на всех континентах заметно возрастает именно в миоцене и плиоцене; их масса здесь с 0,17 в олигоцене достигает 0,35 в миоценовых и $0,32 \cdot 10^{21}$ г/млн. лет в плиоценовых отложениях.

Детальная глобальная корреляция эпизодов этого, по-видимому, глобального события — дело будущего.

Характерный этап мезозойско-кайнозойской истории — это эпоха глобального распространения «черных сланцев», фиксирующихся в осадочном слое океанов в апте — альбе, в сеномане — туроне и в меньшей степени в коньяке — сантоне и юре. Уровни пород, получившие наименование «глобальные океанические события развития восстановительных обстановок», характеризуются накоплением в осадках значительных масс отмершего растительного материала как планктогенного, так и принесенного с континента.

Породы, существенно обогащенные органическим веществом, были встречены в скважинах Северной Атлантики, Тихого и Индийского океанов.

Х. К. Дженкинс [81] проиллюстрировал хорошую корреляцию глобальных эпизодов формирования «черных сланцев» в современных океанских и в эпиконтинентальных морях Европы, Северной и Южной Америки, а также Африки. Как стало очевидным, в океанических бассейнах основная масса «черных сланцев» тяготеет к меловым толщам, тогда как в эпиконтинентальных морях они преимущественно накапливались в юре¹. Характерна тесная связь эпох накопления органического вещества (ОВ) с колебаниями уровня Мирового океана (фиг. 2), с трансгрессиями и регрессиями. Установлена приуроченность «черных сланцев» к ранним этапам, отвечающим раскрытию океанов.

Исследованиями П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой [4, 66] доказано существование двух типов «черных сланцев»: а) связанных с более мелководными обстановками и характеризующихся обилием гумусового и небольшим количеством сапропелевого материала; б) более глубоководных, в которых ОВ имеет сапропелевый характер, а гумусовые микрокомпоненты имеют подчиненное значение. Очень наглядными оказались выявленные изменения петрографического состава «черных сланцев» в вертикальных разрезах. Было показано, что альб-аптские «черные сланцы» характеризуются более высоким содержанием поступившего с суши гумусового компонента, в то время как сеноман-туронские более богаты планктонным сапропелевым компонентом. Эта вертикальная смена состава ОВ, хорошо коррелирующаяся с рядом других литолого-петрографических особенностей осадков, отражает последовательное углубление бассейна седиментации и постепенность перехода от морской к собственно океанической седиментации.

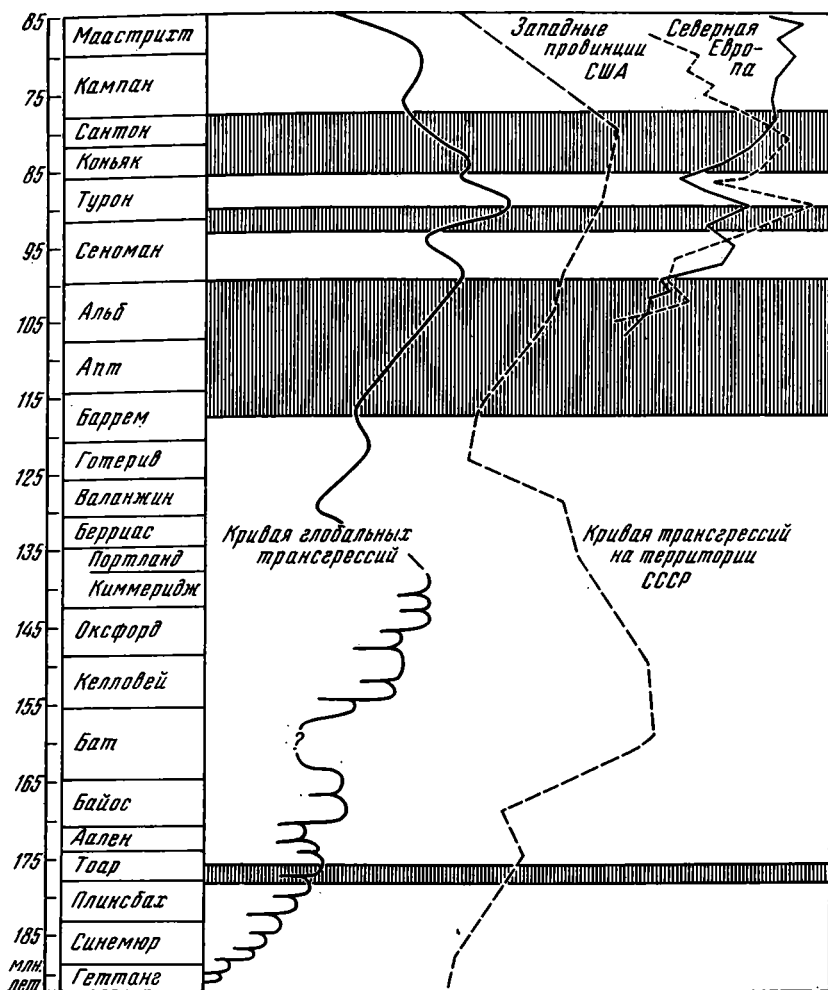
Изучение вторичных преобразований ОВ позволило прийти к выводу, что самые мелководные «черные сланцы» с преимущественно гумусовым составом микрокомпонентов могут рассматриваться как потенциально газоматеринские, а относительно глубоководные, с преимущественно сапропелевым составом микрокомпонентов, — как потенциально нефтематеринские толщи. Таким образом, рассмотренный нами эпизод накопления ОВ в океанском чехле мог быть связан с последующим формированием промышленных залежей нефти и газа.

Переходя к рассмотрению уровней глобальных событий в палеозое, следует в первую очередь затронуть проблему существования палеозойских океанов.

В предыдущих разделах работы было показано, что главным индикатором океана с литологических позиций должно быть присутствие в разрезе гомологов современных абиссально-пелагических океанских осадков. Их наиболее характерные особенности возникают как функция огромных размеров и больших глубин конечного водоема стока. Как это было показано в трудах Х. Свердруп с соавторами [92], Х. Харвея [81], А. П. Виноградова [9], А. П. Лисицына [31, 32] и особенно четко сформулировано Н. М. Страховым [62, 63], образование современных абиссально-пелагических осадков океанов происходит в условиях резко пониженных скоростей седиментации, при дефиците ОВ и явном избытке примеси Fe и Mn. Как правило, в таких абиссально-пелагических осадках океанов преобладают тонкие глинистые фракции.

Характерно, что тонкие абиссально-пелагические осадки современных океанов распространены на огромных площадях. Так, например, одни только красные глубоководные глины занимают на дне Тихого,

¹ Как было показано выше, в осадочном чехле современных океанов нижняя часть сложена озерными и морскими отложениями, а верхняя — собственно океаническими. Поэтому юрские и нижнемеловые «черные сланцы» формировались в условиях морских палеоводоемов, а верхнемеловые — в обстановках, переходных от морских к океаническим. Наиболее молодые, по возрасту, «черные сланцы» обычно ассоциируются с зонами прибрежно-океанической седиментации.



Фиг. 2. Распространение «черных сланцев» (сплошная заливка) в меловых отложениях океанов и континентов (по Х. К. Дженкинсу [81])

Атлантического и Индийского океанов площадь в 105 млн. км², что составляет $\frac{1}{3}$ их суммарной акватории.

Используя многочисленные материалы, характеризующие литолого-петрографические особенности современных абиссально-пелагических осадков океанов, было бы крайне интересно представить себе, как выглядели бы палеозойские глубоководные океанические отложения, в том случае, конечно, если бы мы имели возможность наблюдать их среди осадочных толщ.

Прежде всего следует подчеркнуть чрезвычайно малую мощность таких гипотетических океанских осадков. Действительно, согласно подсчетам А. П. Лисицына [31] и А. С. Мониной [34], на значительных площадях современного океанического дна скорость осадкообразования колеблется от 0,1 до 10 мм/1000 лет, в среднем редко превышая 5 мм/1000 лет, или 5 м/1 млн. лет.

Если бы пелагическое океанское осадконакопление непрерывно продолжалось в течение всего кембрия (70 млн. лет), то за это время должно было бы накопиться (70×5) 350 м рыхлых глинистых илов; в течение всего палеозоя мощность этих обводненных образований могла бы достигнуть 1750—1800 м.

Следует, однако, иметь в виду, что палеозойские отложения обычно представляют собой не обводненные илы, а плотные, сформировавшиеся породы, в которых завершились процессы диагенетического уплотнения.

Как было установлено работами ряда литологов [8, 11, 36, 75, 79], превращение глинистого ила в породу сопровождается обычно 3—6-кратным уменьшением толщины слоев; для упрощения мы примем минимальный коэффициент уплотнения и будем считать, что диагенетическое обезвоживание сокращает мощность осадка в 3—4 раза. Тогда при современных скоростях осадконакопления за все время палеозоя должно было бы накопиться 430—600 м плотных глинистых отложений, а за кембрийское время — 87—130 м (в среднем 500 и 100 м).

Наряду с относительно небольшой мощностью гипотетические океанские абиссально-пелагические отложения в палеозое должны быть распространены на больших пространствах дна и, само собой разумеется, к периферическим частям палеобассейнов фациально замещаться обычными морскими отложениями. Если палеозойские «океаны» были хоть в какой-то степени соразмеримы с современными, то думается, что самые интенсивные горизонтальные движения последующих эпох (тектоническое сжатие, субдукция и замыкание океанических структур) вряд ли смогли бы полностью уничтожить эти вещественные следы океанского типа осадконакопления.

При этом отложения, возникшие в абиссально-пелагических частях древних «океанов», должны отличаться от более мелководных осадков рядом характерных литолого-геохимических особенностей. Прежде всего они должны слагаться грубо- или неяснослоистыми глинистыми, реже — карбонатными или кремнистыми глинами, полностью лишенными рассеянного органического вещества (РОВ), но существенно обогащенными Fe и Mn, что, как известно, благоприятствует преобладанию красноцветных окрасок. В таких пелагических глинах наряду с дефицитом РОВ должны в изобилии содержаться кремниевые раковинки планктона, а также зубы палеозойских акул. Можно предполагать также обилие включений цеолитов, и их метаморфических производных, благодаря которым на отдельных участках глина переходит в собственно цеолитит. Возможно присутствие прослоев железомарганцевых конкреций, местами сгружающихся в рудоносные пласты и линзы.

Реконструировав таким образом фациально-палеогеографический и литологический облик наиболее типичных для океана отложений-индикаторов, необходимо более детально рассмотреть палеозойские толщи различных частей континентального блока и решить вопрос о том, в какой степени эти образования напоминают наш гипотетический эталон.

Наибольший интерес при таком анализе должны представлять палеозойские отложения Евразии, поскольку почти все современные мобилистические реконструкции [19, 52 и др.] именно здесь рисуют древний палеозойский океан Палеотетис, разделяющий древние континенты, соответствующие современным платформам (Восточно-Европейской, Сибирской, Индийской, Китайской и др.).

При анализе мощностей кембрийских отложений Казахстана, Алтае-Саянской области, МНР и Прибайкалья нетрудно прийти к выводу, что они значительно превышают рассчитанную нами для глубоководных океанических отложений величину (100 м). Действительно, по сравнению с «океаническими» мощностями кембрия в пределах Большого Каратау увеличены в 7—16 раз, в Улутау — в 13—24, в Малом Каратау — в 40—50 раз.

В районах Кендык-Таса кембрийские толщи в 23—27 раз превышают гипотетические мощности абиссально-пелагических отложений океана, в Бетпак-Дале — в 13—17 раз. В северных отрогах Тянь-Шаня (Джебаглинские горы, Киргизский хребет) накопления кембрия в 8—10 раз увеличены по сравнению с гипотетическими кембрийскими океанскими образованиями, в Тарбагатае — в 13 раз, в Салаиро-Саянской зоне — в 90 раз, в МНР — в 17—20 раз. Очевидно, что темпы седиментации в центральной части Евразии в кембрийское время повсеместно превышали скорости осадконакопления в абиссально-пелагических частях современных океанов.

Характерна довольно резкая фациальная изменчивость кембрийских

отложений: разрезы различных районов, сложенных разнообразными терригенными породами (песчаниками, алевролитами, сланцами), углеродсодержащими фтанидами, карбонатными отложениями, эффузивами, а иногда — тиллитоподобными толщами, пластовыми фосфоритами и железомарганцевыми скоплениями обычно трудно сопоставляются между собой [6, 71]. Широко распространены тонкослоистые разности отложений. В толщах кембрийских пород Казахстана и особенно Тянь-Шаня часто встречаются размывы, перерывы в осадконакоплении; в отдельных районах развиваются реликты кор выветривания, залегающие на морских отложениях.

Следует подчеркнуть, что грубообломочные породы играют большую роль в строении кембрийских толщ всех отмеченных выше регионов, причем конгломераты достигают иногда огромной мощности [54]. Согласно объемным подсчетам А. Б. Ронова с сотрудниками [45], а также В. Е. Хаина и др. [69], терригенные отложения обычно составляют 55—62% мощности кембрийских отложений Евразии.

Обращает на себя внимание, что все эти образования несут признаки крайне мелководного происхождения. Действительно, плохая отсортированность полимиктовых песчаников и своеобразный петрографический состав конгломератов часто свидетельствуют о близости предполагаемых источников сноса. Избыток РОВ в сланцах, фтанидах и карбонатных породах наряду с широким распространением в них остатков археоциат говорит в пользу осадконакопления «морского» типа; значительное распространение строматолитовых биогермов и биостромов довольно однозначно указывает на существование прибрежно-мелководных обстановок, что особенно рельефно было показано в работах И. Н. Крылова [28], З. А. Журавлевой [18], М. А. Семихатова [49]. Наконец, многочисленные размывы, косая слоистость и «конгломератовидные» текстуры, устанавливаемые в толщах пластовых фосфоритов и железомарганцевых руд, позволяют реконструировать обстановку морского мелководья, приближающуюся к литорали.

Со всеми приведенными данными удивительно гармонируют многочисленные палеогеографические реконструкции, в соответствии с которыми в кембрийское время на территориях Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии, Забайкалья и Приморья были развиты проливнообразные морские бассейны, частично изолированные друг от друга участками суши [1, 6, 22, 71 и др.].

Таким образом, анализ фактического материала довольно определенно заставляет считать, что нижнепалеозойские толщи Центральной Евразии существенно отличались от современных абиссально-пелагических океанических осадков и по типу осадкообразования скорее приближались к морским образованиям, хотя среди них, возможно, и присутствовали глубоководные отложения [13].

В целом, как видим, палеозойские осадочные толщи интересующих нас регионов совсем не похожи на современные пелагические осадки океанов.

Вывод очевиден. Несмотря на то что в различных частях современных континентальных блоков в палеозое существовала океаническая кора, осадконакопление осуществлялось по совершенно другому типу, отличному от современного в океанах. Короче говоря, в разрезах палеозоя мы не находим комплекса осадочных формаций современных океанов независимо от того, развивались ли они на коре океанического или континентального типа. Однако это не исключает того, что уже в палеозое в пределах обширных морских бассейнов могли появиться ограниченные участки близкие по типу осадочного процесса к глубоководным.

Среди глобальных событий палеозоя большой интерес представляет эпоха пермского галогенеза, с которым ассоциируется формирование ряда редкометальных скоплений и образование корренситов. Как это было показано в работах Ф. Лотце [87, 88], М. П. Фивега [68], А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого [21], М. Г. Валяшко [7], Н. М. Страхова [58, 59], А. А. Иванова и М. Л. Вороновой [20], а в последнее вре-

мя — М. А. Жаркова [16, 17], в это время на территории Северной и Южной Америки, Западной и Восточной Европы, а также Азии, на Шпицбергене и в Гренландии сформировалось 48 сульфатоносных и 37 соленосных толщ. Почти все современные континенты в пермское время были охвачены интенсивным эвапоритовым процессом [33].

Действительно, Европа была покрыта солеродными морями — огромные по площади Центрально-Европейский и Восточно-Европейские бассейны соседствовали здесь с Альпийским, Мизийским, Северо-Итальянским и Динаридским малыми солеродными участками.

В Северной Америке главными центрами соленакопления являлись бассейны Мидконтинента, Холбрук (Супай) и Северной Мексики.

В Южной Америке расположен Перуанско-Боливийский эвапоритовый бассейн, бассейны Рио-Бланко и Амазонский.

Как показал Н. М. Страхов [58], для пермских эвапоритовых отложений характерна исключительно большая полнота осаждения солей, в результате чего наряду с гипсами и ангидритами в солеродных палеоводоемах осаждались калийные соли, а местами — бораты; это отличает пермский галогенез от галогенеза других эпох.

Вторая особенность пермского времени заключается в необычайной интенсивности процессов галогенеза; действительно, мощности гипсо- и соленосных толщ достигают здесь значительных величин, причем галитовые и калиеносные формации значительно превосходят по мощности сульфатные. Известно, например, что мощности цехштейна в ГДР — ФРГ достигают 1000 м, кунгурские отложения Приуралья имеют мощность до 1400 м, а в Прикаспийской впадине — более 2000 м. Мощность соленосных пермских отложений в районах бассейна Мидконтинента (США) колеблется от 200 до 500 м.

Характерно также, что пермская эпоха отличалась от всех других широким развитием огромных по площади *внутриконтинентальных* солеродных палеобассейнов; континентальные, лагунные и заливные галогенные фации играли в это время весьма подчиненную роль.

Пермский галогенный процесс обычно сопровождался концентрацией ряда редких и малых элементов; на разных этапах галогенеза с солями концентрируются обычно Sr, B, Rb, Cs, Tl, Br, а в рапе иногда накапливается Li. При этом Sr и B могут осаждаться практически на всех этапах галогенеза, тогда как группа Rb, Cs, Tl, Br накапливается только вместе с хлоридами.

В соленосно-гипсоносных толщах пермского возраста широкое распространение получают также доломит, магнезит, целестин, бораты, флюорит. Особый интерес представляет ассоциация эвапоритовых толщ с довольно редкими алюмосиликатами — корренситом и Fe-иллитом, детально исследованная А. Г. Коссовской с соавторами [26], Т. Н. Соколовой [53], В. А. Дрицем и А. Г. Коссовской [15].

В целом в настоящее время уже не вызывает сомнения, что пермская эпоха возникла в результате сочетания глобальной аридизации климата и благоприятных тектонических обстановок, обеспечивших компактность континентального блока [17] и усиление тектонической дифференциации поверхности континентов [58]. Подобное сочетание климатических и тектонических обстановок не имело аналогий в истории Земли и придало отложениям пермского возраста резко выраженную индивидуальность.

Не менее любопытна вендско-кембрийская эпоха, открывающая палеозойскую историю осадконакопления.

В вендско-кембрийское время, охватывающее интервал от 570 до 675 млн. лет, большие площади Азиатского материка, а также Европы, Австралии и отчасти Африки были покрыты водами неглубоких эпиконтинентальных морей, в которых шло накопление довольно своеобразного «набора» осадков; среди них особенно распространены пластовые фосфориты, «черные» углеродисто-кремнистые сланцы или фтаниты, железомарганцевые руды, доломиты и известняки, терригенно-глини-

стые сланцы, кварциты и тиллитоподобные породы [6, 71—72]. С другой стороны, кембрийское время многие исследователи рассматривают как эпоху усиленного соленакопления и подчеркивают, что в это же время в пределах Северной Америки, Азии и Австралии накапливались характерные эвапоритовые осадки.

Главной ареной формирования фосфорито-черносланцевой ассоциации осадочных пород в вендско-кембрийское время бесспорно являлись Евразия и Австралия. Многочисленные месторождения и рудопроявления пластовых фосфоритов, ванадиеносных сланцев, железомарганцевых руд группируются здесь в четырех районах (фиг. 3).

В Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане известны многочисленные мелкие рудопроявления фосфоритов, черных ванадиеносных сланцев и железомарганцевых скоплений, которые связаны с кембрийскими отложениями. Среди них особенно выделяются крупный фосфоритовый бассейн Малого Каратау, значительные скопления черных ванадиеносных сланцев Большого Каратау, Джебаглинских гор и хр. Джетымтау, а также вендско-кембрийские магнетит-гематитовые руды хр. Джетымтау [14, 48 и др.].

Вторая рудная провинция находится в пределах Алтая, Саян и Монгольской Народной Республики. В ней сосредоточены месторождения фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, многочисленные рудопроявления фосфоритов и ассоциирующих с ними «черных сланцев», а также крупные месторождения марганцевых руд.

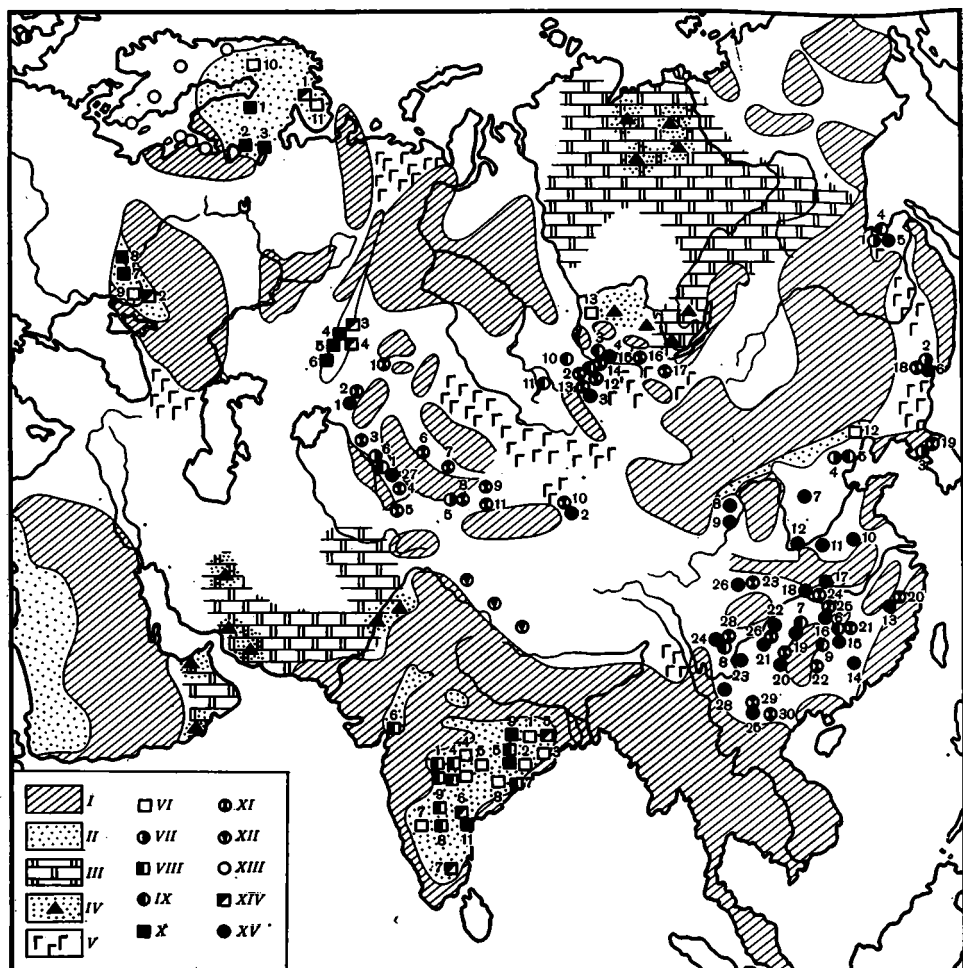
Третья рудная провинция этого времени расположена в пределах Приморья. Она отличается от других значительным распространением железных руд типа джеспилитов в верхней части синийских отложений; в некоторых районах их относят к нижнему кембрию. В Удско-Селемжинском междуречье, а также в Ханкайском районе с ними тесно связаны рудопроявления фосфоритов и ванадиеносные «черные сланцы» [46, 76].

В Южном Китае (КНР) располагается четвертая рудная провинция Евразии. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны многочисленные, но мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных фтанитов (сланцев) и марганцевых руд. На этом фоне резко выделяются крупные залежи пластовых фосфоритов восточной части впадины Синань.

На Австралийском континенте в кембрийское время также широко было развито фосфоритообразование и формирование черных ванадиеносных сланцев. Действительно, сравнительно недавно в Северной Австралии был разведан крупнейший фосфоритоносный бассейн Джорджина [80, 82].

Очевидно, что вендско-кембрийская эпоха с геохимической точки зрения отличалась тем, что в это время почти на всех континентах в эпиконтинентальных морях шло усиленное накопление Р в виде фосфоритов, V, Cr, Ni в виде углеродсодержащих фтанитов и черных сланцев, Fe и Mn в виде железомарганцевых рудопроявлений, Mg — в виде доломитов. Как видим, в составе концентрирующих элементов отчетливо преобладают элементы ряда протокристаллизации или элементы, характерные для основных магматических пород.

Анализ особенностей строения докембрийской суши показывает, что она кардинально отличалась по литолого-петрографическому и геохимическому составу от современных питающих областей. Так, если исследовать металлогению обнаженных в настоящее время участков докембрийских щитов и ядер орогенов (см. фиг. 3), то станет очевидным: докембрийская суша, на которой развивались осадочные процессы вендско-кембрийского времени, была повсеместно сложена скоплениями железистых кварцитов и марганецсодержащих гондитов, крупными концентрациями ванадиеносных титаномagnetитов, хромитов и апатитов, связанными с массивами основных магматических пород — с габбро, габбро-перидотитами и габбро-анортозитами.



Фиг. 3. Палеометаллогеническая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время (по В. Н. Холодову [69])

I — довендская суша, ныне перекрытая толщей более молодых отложений; II — довендская суша, выведенная на поверхность процессами эрозии; III — доломитовые отложения вендско-кембрийских морей; IV — соли, гипсы, гипсоносные мергели в красноцветных песчанниках; V — районы вулканической деятельности; VI — железорудные месторождения докембрия (цифры на карте): 1 — Сингбхум; 2 — Кеонджар; 3 — Гурмахисани; 4 — Джабалпур; 5 — Чанда; 6 — Драг; 7 — Кадур; 8 — Бастар; 9 — Кривой Рог; 10 — Кирунавара и др.; 11 — Имандра-Варзуга и Воронья; 12 — Ляонин; 13 — Енисейский кряж; VII — железорудные месторождения вендско-кембрийского палео-водоема: 1 — Удско-Селемджинское междуречье; 2 — Ханкайский район; 3 — Северная Корея; 4 — Хуабей; 5 — Джетымтау; 6 — Малый Каратау; 7 — Карвоншир; VIII — марганцеворудные месторождения докембрия; гондиты (1—6): 1 — Чиндвара; 2 — Нагпур; 3 — Бандара; 4 — Балагат; 5 — Гангпур; 6 — Чота Удейпур-Панч-Махал; кодури-ты (7—9): 7 — Визакхапатнам; 8 — Кодур; 9 — Сандур; IX — марганцеворудные месторождения венда — кембрия: 1 — Малый Каратау; 2 — Усинское; 3 — Сейба; 4 — Удско-Селемджинское междуречье; 5 — Вафанзы; 6 — Чайное; 7 — северо-западный склон Цзяннаня; 8 — Юннань; 9 — Сянтань; 10 — Мазульское; 11 — Дурновское; X — ванадиеносные титаномангнетиты докембрия: 1 — Отанмеки; 2 — Вэлимеки; 3 — Пудожгорское; 4 — Кусинское; 5 — Копанское; 6 — Маткальское; 7 — Коростеньское; 8 — Миргородское; 9 — Сингбхум; 10 — Дублабер; 11 — Неллор; XI — ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты (сланцы): 1 — Джаркайнагач; 2 — Улутау; 3 — Баласаукандык; 4 — Джебаглинские горы; 5 — Южная Фергана; 6 — Бетпак-Дала; 7 — Кендык-Тас; 8 — Джетымтау; 9 — Сарыджаз; 10 — Курук-Тар; 12 — Белкинское; 13 — Белая Уса; 14 — Тамалык; 15 — Сейба; 16 — Восточный Саян; 17 — Хубсугул; 18 — Хайнкайский район; 19 — Северная Корея; 20 — северо-восток Нанчжун; 21 — Северная Цзянси; 22 — юго-восток Цзяннаня; 23 — северная часть Сычуань; 24 — поднятие Хуанлинь; 25 — северный склон Цзяннаня; 26 — Гуйджоу; 27 — западный склон Цзяннаня; 28 — провинция Юннань; 29 — район Ляокэй; 30 — Мау-Кок; XII — черные кремнисто-глинистые сланцы с *Lingulella* (район рек Спити — Парахио); XIII — черные квасцовые сланцы кольма; XIV — апатитовые рудопроявления докембрия: 1 — Гремяха-Вырмес; 2 — Криворожье; 3 — Кусинское; 4 — Копанское; Чернореченское; Маткальское; 5 —

С габбро-анортозитовыми массивами обычно связаны рудные месторождения ванадиеносных титаномagnetитов, рудопоявления Ni, Cr, месторождения и рудопоявления апатитов. В относительно безрудных участках в них всегда относительно повышено кларковое содержание элементов ряда протокристаллизации (V, P, Fe, Mn, Cr, Ni и др.).

Такие металлоносные образования, внедрившиеся в толщи докембрийских пород, в процессе кембрийского осадкообразования играли, несомненно, роль мощных поставщиков рудных компонентов.

По-видимому, на формирование ассоциаций осадочных образований вендско-кембрийского этапа оказали влияние общая аридизация климата, развитие биоса в эпиконтинентальных морях континентов, образование довендских кор выветривания и много других факторов. Некоторые исследователи [71—74] считают, что наиболее важным среди них было формирование в довендскую эпоху характерных питающих провинций, резко обогащенных химическими элементами группы железо — фосфор.

Выше мы попытались охарактеризовать четыре уровня глобальных событий фанерозойской истории Земли. Само собой разумеется, эта первая попытка весьма схематична, дальнейшие исследования в этом направлении будут еще проводиться и нужно полагать, что они позволят существенно уточнить общую картину эволюции осадочных процессов.

Сравнивая между собой различные эпохи в развитии планеты, можно сделать вывод, что одни из них, как, например, накопление миоцен-четвертичных пеплов, по-своему уникальны и благодаря неустойчивости вулканических стекол в процессах катагенеза [27] их следы полностью исчезают из более древних разрезов океана. Другие, как, например, образование скоплений фосфоритов или «черных сланцев», периодически повторяются в обозримой истории на разных стратиграфических уровнях.

Периодичности осадочных явлений была посвящена огромная литература [25, 39, 47, 55, 60, 64, 78 и др.]; в данной статье мы не сможем коснуться этой проблемы.

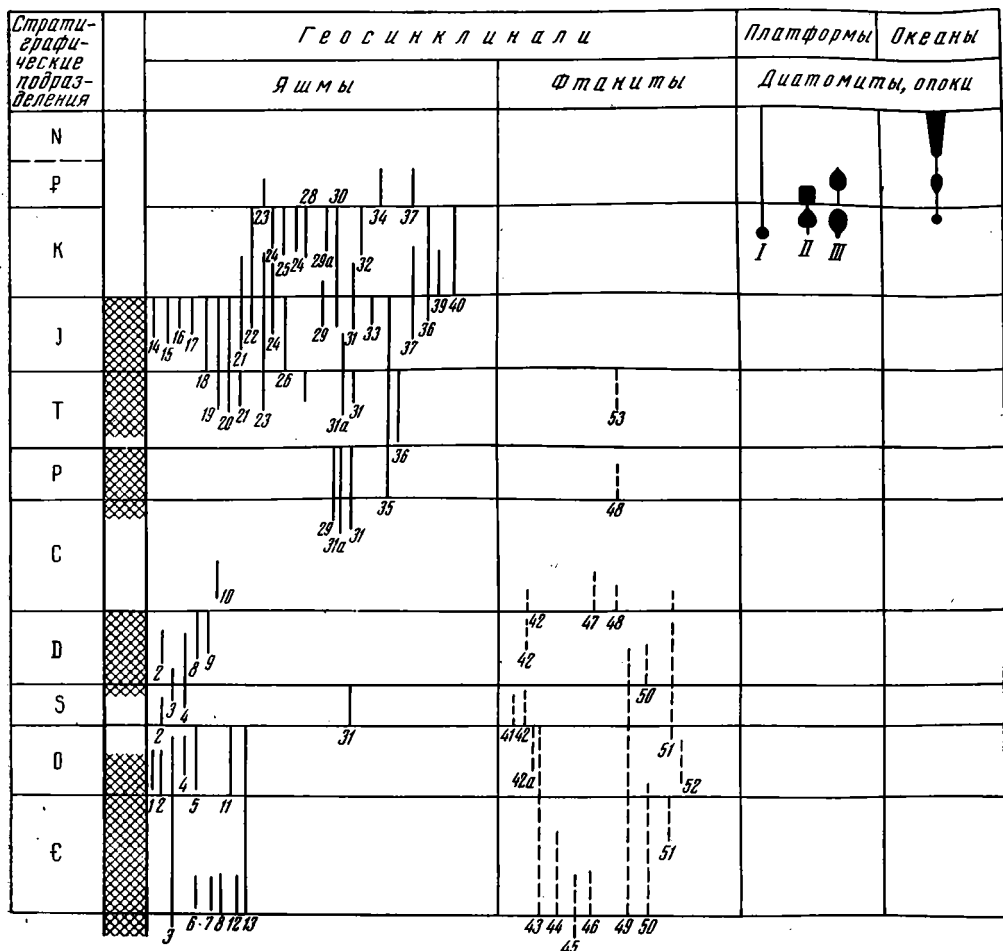
Однако сравнение отдельных уровней глобальных событий между собой позволяет также разглядеть другую очень важную сторону развития осадочных процессов, а именно необратимость или направленное развитие осадкообразования во времени. Эта сторона эволюции хорошо видна при анализе изложенного материала, но еще ярче она выступает при рассмотрении кремненакопления, карбонатобразования или смежных питающих провинций континентального блока.

Кремненакопление весьма характерно для геосинклинальных и платформенных бассейнов прошлого, а также для океанов, где происходит и сейчас [70].

В геосинклиналях эволюцию кремненакопления можно рассматривать в двух аспектах: изменение в связи с развитием самой геосинклинали и изменение в геологической истории.

В каждой геосинклинали присутствуют формации, существенной частью которых являются кремнистые породы. Для ранних стадий характерны эффузивно-кремнистые ассоциации. Эффузивы представлены базальтоидами (часто это спилиты), продуктами подводных излияний; над ними иногда локально развиты кремнекислые вулканы. Кремнистые породы представлены двумя главными типами: яшмами (желе-

Бихара; 6 — Куддан; 7 — Трихинополи; XV — рудопоявления и месторождения фосфоритов венда — кембрия: 1 — Улутау; 2 — Курук-Таг; 3 — Белкинское; 4 — Сейба; 5 — Удско-Селемджинское междуречье; 6 — Ханкайский район; 7 — Шаньси; 8, 9 — западная часть Ордоса; 10 — Богуншань; 11 — западная часть массива Хуайян; 12 — северный склон Цзяньнин; 13 — северо-восток Нанчжун; 14 — Гуандун; 15 — Чайное; 16 — северный склон Цзяньнин; 17 — поднятие Хуайян; 18 — поднятие Хуанлин; 19 — северо-запад Цзяньнин; 20 — западный склон Цзяньнин; 21 — Гуйджоу; 22 — среднее течение Янцзы и Гуйджоу; 23 — р. Янцзы в Юннани; 24 — Юннань; 25 — Ляокай; 26 — северная часть Сычуань; 27 — Малый Каратау; 28 — Куньян



Фиг. 4. Распространение кремнистых пород в фанерозое континентов (геосинклиналы, платформы) и океанов (составлено И. В. Хворовой)

1 — Норвегия, Шотландия; 2 — Южный Урал; 3 — Казахстан; 4 — Тянь-Шань; 5—10 — Монголо-Охотский пояс; 5 — Южная Монголия; 6 — хр. Джагда; 7 — малый Хинган; 8 — Забайкалье; 9 — Шантарские острова; 10 — восточная часть Агинского поля; 11 — Кордильеры; 12 — Австралия; 13 — Аппалачи; 14 — Марокко, Испания; 15 — Восточные Альпы; 16 — Центральные Альпы; 17 — Апеннины; 18 — Греция; 19 — Кипр, Крит; 20 — Динариды; 21 — Сирия; 22 — Турция; 23 — Карпаты; 24 — Малый Кавказ; 25 — Оман; 26 — Иран; 27 — Андаманские острова, Бирма; 28 — Борнео; 29 — Корякия; 29a — Восточная Камчатка; 30 — Сахалин; 31 — Япония; 31a — Сихоте-Алинь; 32 — Филиппины; 33 — Целебес; 34 — Новая Каледония; 35 — Новая Зеландия; 36 — Аляска; 37 — Олимпия; 38 — Калифорния; 39 — Гватемала; 40 — Патагонские Кордильеры; 41—53 — районы развития геосинклинальных фтанитов: 41 — Саксо-Тюрингия; 42 — Южный Урал; 42a — Полярный Урал; 43 — Казахстан; 44 — Тянь-Шань; 45 — Западные Саяны; 46 — Монголо-Охотский пояс; 47 — Верхоянско-Колымская область; 48 — Сихоте-Алинь; 49 — Кордильеры; 50 — Австралия, Тасмания; 51 — Уачита; 52 — Нью-Фаундленд; 53 — Корякия

I — юго-запад Восточно-Европейской платформы; II — Южно-Русский бассейн; III — Западно-Сибирский бассейн. Штриховкой показаны периоды интенсивного офиолитообразования (по В. Е. Хайну)

зисто-кремнистые осадки) и фтанитами (углеродисто-кремнистые осадки). Яшмы тяготеют к верхам базальтоидных накоплений; они отлагались в относительно глубоководных условиях, но известны и мелководные их разновидности. Яшмы обогащены Fe, Mn и некоторыми редкими элементами, например As; характерен высокий Fe—Mn—Ti-модуль. Все это указывает на большую роль вулканогенного выноса в формировании яшм. Фтаниты тоже характерны для раннегеосинклинальных формаций; иногда они слагают мощные толщи, латерально сменяющие эффузивные и эффузивно-яшмовые. На более поздних («островодуж-

ных») стадиях широкое распространение получают туфово-кремнистые ассоциации. На заключительных миеосинклинальных стадиях вместе с уменьшением или исчезновением вулканитов кремнистых пород становится меньше и они ассоциируют с любыми отложениями, характерными для того или иного бассейна. Таким образом, с развитием геосинклинали намечается определенное изменение кремнистой седиментации.

В целом геосинклинальное кремненакопление в фанерозойской истории планеты, как видно на фиг. 4, испытывает ряд трансформаций; эффузивно-кремнистые комплексы, весьма характерные для палеозойских геосинклиналей, содержат много яшм и фтанитов, причем очень часто они ассоциируются здесь с контрастно дифференцированными вулканитами. Эффузивно-яшмовые комплексы развиты в интервалах кембрий — средний ордовик, а также верхний силур — девон. В мезозойских отложениях яшмы развиты в верхнем триасе — мелу (с максимумом в юре).

Фтанитовые толщи в палеозойских геосинклиналях тяготеют к кембрию — силуру, в небольшом количестве присутствуя в девоне и карбоне. В мезозойских разрезах они практически отсутствуют, и здесь обычно полностью преобладают яшмы. Характерна ассоциация яшм с однородными недифференцированными базальтоидами.

Кремненакопление на платформах имеет совсем другую тенденцию развития. В палеозойских отложениях кремни не образовывали крупных самостоятельных скоплений. В середине мезозоя в связи с расцветом диатомовых водорослей возникает новая платформенная «опоковая» формация, состоящая из опок, трепелов, диатомитов [23].

Кремненакопление «выплескивается» на платформы и в меловое время становится обычным явлением для мелководных платформенных морей. Уникальнейшими примерами таких морей были Западно-Сибирский и Южно-Русский бассейны. В целом кремненакопление тяготело к их северным участкам, сменяясь в южном направлении карбонатообразованием.

Существует предположение, что на формирование кремнистых осадков оказывали влияние холодные течения, проникавшие из полярного океана [12]. Когда открывалось сообщение с южными морями и в бассейн проникали теплые воды, карбонатообразование вытесняло кремнеобразование.

Периодическое распространение кремнистых осадков в платформенных морях одни исследователи связывают с эпохами глубокого химического выветривания пород питающей провинции, другие — преимущественно с влиянием океана или соседнего геосинклинального бассейна.

В океанах закономерности размещения молодых и современных кремнистых осадков установлены А. П. Лисицыным [30, 32]. Интенсивное кремненакопление приурочено к трем широтным поясам высокой биологической продуктивности и к локальным зонам апвеллинга; в пределах указанных поясов на распределение кремнистых осадков влияет батиметрия.

Кремненакопление в океанах не обнаруживает связи с вулканизмом. Над базальтами нередко отмечается обогащение осадков Fe, но концентрации SiO_2 не наблюдается. Вместе с тем в активных вулканических зонах океана (на срединных хребтах и в рифтах) установлена подводная гидротермальная деятельность и вынос не только металлов, но и кремнезема. Очевидно, последний рассеивается в гидросфере и частично идет на формирование смектитов.

Итак, новый материал, полученный как при бурении в океанах, так и при изучении офиолитов, подтвердил вывод Г. А. Каледы [23] о существенном изменении кремнистой седиментации в меловом периоде. В середине мела возникла новая кремнистая платформенная формация («опоковая») и началось океанское кремненакопление. На это же время падает «вымирание» эффузивно-кремнистых геосинклинальных

формаций и «утрата» связи кремнеобразования с подводной вулканической деятельностью. Менее четкий рубеж в изменении кремнистой седиментации намечается в среднем палеозое; он проявляется в сокращении количества фтанитов в геосинклиналях и в увеличении роли известняков.

Карбонатонакопление в количественном выражении представляет собой главный гидрогенный процесс. Как и кремненакопление, оно характерно и для платформенных эпиконтинентальных морей, и для геосинклиналей, и для океанов. В первых преобладают мелководные органические и обломочные карбонатные отложения, состоящие из остатков бентосных организмов и водорослей, но в некоторые периоды мезозоя появляются и получают широкое распространение планктоногенные осадки (писчий мел). В геосинклиналях развиты и мелководные карбонатные породы и склоновые; относительно глубоководные карбонатные скопления имеют здесь ограниченное развитие². В океанских преобладают планктоногенные пелагические известковые осадки; мелководные фации и рифы обычно развиты на периферии и на внутренних вулканических поднятиях.

Как показали исследования Н. М. Страхова [56, 60] и А. Б. Ронова [42], карбонатообразование претерпело существенные изменения в геологической истории. Большое значение в этом процессе имела эволюция биосферы. Весьма важным рубежом в мезозое стало появление и расцвет планктонных организмов с кальцитовым скелетом (фораминиферы, кокколитофориды). В результате возник новый тип карбонатных пород — писчий мел, широко распространенный и в океанах, и на платформах, и в геосинклиналях. До этого микритовые разности карбонатных пород были представлены хемогенным карбонатом с примесью тонкого раковинного шлама.

Как было установлено В. Г. Кузнецовым [29], заметно менялось в геологической истории и рифообразование. В протерозое среди органических построек преобладали синезеленые водоросли, в палеозое состав рифостроителей резко расширяется и кроме водорослей появляются разнообразные животные — рифостроители.

В мезозое и кайнозое разнообразие рифостроителей сокращается и ведущими становятся водоросли и шестилучевые кораллы. Подмечена также немаловажная закономерность: последовательное возрастание максимальной высоты построек над дном (от первых метров в рифее, к сотням, реже — тысячам метров в палеозое, до 2—3 тыс. м и более в мезозое — кайнозое).

Другой тип эволюции карбонатообразования связан с соотношением доломит-кальцит. В позднем докембрии седиментационные и седиментационно-диагенетические доломиты были распространены очень широко, являясь главным типом карбонатных образований. В нижнем палеозое доломитов еще много; главной областью их развития были мелководные платформенные моря, но обнаруживаются они и в геосинклиналях. В более поздние эпохи палеозоя и в мезозое — если исключить особые «эвапоритовые» бассейны — продолжается сокращение роли доломитообразования, причем самый резкий «скачок» падает на конец юры — начало мела.

Исследования А. Б. Ронова [42] позволили количественно учесть соотношения кальцита и доломита в карбонатных породах платформ и однозначно указали на постепенное затухание доломитообразования во времени.

Одной из причин эволюции процессов карбонатонакопления во времени могут быть те же важнейшие изменения состава питающих провинций, которые намечаются при анализе материалов, характеризующих докембрийскую историю щитов; они показаны на фиг. 5.

² Следует подчеркнуть, что глубоководные и абиссально-пелагические отложения не являются синонимами; первые могут возникать в любых палеоводоемах, тогда как вторые характерны исключительно для океанских осадков.

Схема геотрофоидности по А.М. Тугаринову, Г.В. Вайткевичу, 1970 и М.А. Семиза- тову, 1974	Возраст, млн. лет	Тектоно- магматические циклы	Важнейшие породообразующие процессы			Масштаб и направленность тектонических процессов	Этапы развития питающих провинций в истории Земли
			Основная эффу- зивная деятель- ность	Интрузии	Осадочное породобра- зование		
Фанерозой	10 -210 -395	Альпийский Герцинский Каледонский				Планетарное формиро- вание чешла древних платформ. Локальное развитие гео- синклиналей и разраста- ние древних платформ за счет орогенов; формирование чешла молодых платформ	 В составе питающих провинций постепенно ведущую роль начинают играть осадочные породы
	650±50	Катанеский					
Верхний докембрий, средний и верхний протерозой или рифей	1000±100 -1400±100	Гренвилльский Медвежьеозер- ный				Планетарное формиро- вание фундамента платформ	 Наряду с основными эффу- зивами, кислыми магма- тическими и осадочными породами в составе пита- ющих провинций боль- шую роль начинают иг- рать основные магма- тические породы ряда габброанортозит
	1900±100	Беломорский					
Средний докембрий, нижний протерозой или афедий	2600±100	Родезийский				Планетарное формиро- вание древних ядер щитов	 В составе питающих провинций преобладают кислые магматические породы типа чарнокитов
	3000±100	Кольский					
Нижний докембрий или архей	3500±100	Белозерский				Океаническая стадия развития Земли	 В составе питающих провинций преобла- дают основные эффу- зивы и эффузивно- осадочные породы
	4500±150						

Фиг. 5. Этапы развития питающих провинций в истории Земли (по В. Н. Холодову [70])

Сквозь сложные и трудно поддающиеся правильной расшифровке геологические события докембрия весьма условно выделяются четыре этапа; они характеризуются довольно существенными геохимическими изменениями состава тех пород, которые слагали в это время главные площади водосборов.

Первый этап соответствует древнейшим периодам истории планеты; он схватывал, по-видимому, ранний докембрий от 2600 до 4500 млн. лет. Строение самого древнего субстрата, слагавшего водосборные площади Земли в это время, прекрасно описал Н. М. Страхов: «На азойском этапе в земной коре еще не существовало разделения на геосинклинальные и платформенные участки. Не было еще и линейно-вытянутых горных цепей — типичного порождения складкообразовательных процессов. Ландшафт был типично вулканический: большие плоские пространства, усеянные редко разбросанными вулканическими конусами; этот ландшафт воспроизводил в некоторой степени лунный» ([60], с. 508).

Состав наиболее древних на Земле пород был, по всей вероятности, близок к среднему составу мантии. В последней, по А. Е. Рингвуду [41], содержится 35,5% кремния, 41,3% магния, 12,6% железа, 3,7% алюминия. Естественно, что разрушение древнейших вулканических пород приводило к возникновению осадков, необычайно обогащенных элементами ряда протокристаллизации.

Второй этап отвечает периоду от 1900 до 2600 млн. лет, т. е. охватывает весь афебий. К началу этого периода планетарные тектонические процессы начали формировать жесткие ядра щитов. В это время осуществлялось мощное развитие явлений гранитизации, которой подвергаются основные эффузивы, а также разнообразные осадочные образования.

В это время большинство питающих провинций мира оказались сложными кислыми породами, а вместо химических элементов ряда протокристаллизации получают распространение элементы кислых магм: Na, Al, K, Li, Be, H и др.

Третий этап совпадает с рифеем и охватывает время от 570 до 1900 млн. лет. Две характерные черты отличают этот отрезок геологического времени. Во-первых, в краевых частях сформированных платформ в местах их сопряжения с геосинклиналями происходит образование габбро-анортозитовых поясов. Во-вторых, на площади прилегающих геосинклиналей продолжали формироваться разнообразные терригенные, карбонатные и кремнистые осадки.

Для литолого-петрографической характеристики площадей водосборов большое значение имело становление крупных интрузий основных пород; с ними связано повышенное содержание Fe (1,5—6%), Mg (0,5—9%), Ti (0,13—0,69%), P (0,06—0,65%); V (до 1,5%). Часто к ним приурочены месторождения ванадиеносных титаномагнетитов, апатитов, хромитов, платиноидов, сульфидов Ni и Co [70].

Четвертый, заключительный этап развития водосборов континентального блока соответствует фанерозою. В это время в составе питающих провинций осадочные безрудные отложения постепенно вытесняют интрузии, эффузивные образования и метаморфические комплексы. Соответственно в питании осадочных палеоводоемов все большую роль начинают играть продукты разрушения осадочных пород и все меньшее значение имеет ювенильное вещество интрузий. Осадочный процесс переходит «на самообслуживание», он разбавляет рудные компоненты и содержание Mg, Fe, Ni, Co, P и других элементов уменьшается в значительной степени.

Возможно, именно это обстоятельство создало геохимический фон для развития необратимых процессов и привело к вырождению доломитов, железных руд типа кварцитов и различных рудных скоплений ванадия и фосфора.

В заключение отметим, что изучение эволюции осадочного процесса представляет собой важнейшую проблему современной геологии. Несмотря на ограниченность фактического материала, характеризующего осадконакопление палеозоя и докембрия, уже сейчас становится очевидным, что граница между мезозоем и верхним палеозоем является весьма важным рубежом, разделяющим различные этапы развития нашей планеты.

Известные в настоящее время данные о строении океанического и континентального блоков Земли позволяют считать, что океанические бассейны седиментации представляют собой порождение мезозойско-кайнозойского этапа развития Земли. Наоборот, мелководные морские конечные водоемы стока были широко распространены в палеозое и докембрии, а их осадки, вероятно, представляют собой наиболее типичные образования этих древнейших времен.

Дальнейшие исследования в этом направлении могут пролить свет на проблему эволюции рельефа, гидросферы и атмосферы Земли; в свою очередь эти аспекты эволюции помогут глубже понять жизнь нашей планеты в целом и еще резче оттенить необратимость осадочного породообразования во времени.

Литература

1. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. I. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
2. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. СПб., 1910. 631 с.
3. Баширин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б. и др. Структурные связи континентов в докембрии.— Геология и геофизика, 1973, № 11, с. 3—14.
4. 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, с. 3—17.
5. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А. Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2, с. 3—10.
6. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 195 с.
7. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 295 с.
8. Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.: Гостехиздат, 1958, с. 38—45.
9. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
10. Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М.: Недра, 1975. 229 с.
11. Гаврилов Ю. О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1982. 100 с.
12. Галеркина С. Г. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений низовья Оби.— Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразв. ин-та, 1959, вып. 131, с. 93—109.
13. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 278—282.
14. Жолдошев Б. Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань).— В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964, с. 23—33.
15. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1, с. 84—114.
16. Жарков М. А. Эволюция палеозойского соленакопления.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, Наука, 1976, с. 5—19.
17. Жарков М. А. История палеозойского соленакопления. М.: Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
18. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифа и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 75 с.
19. Зонений Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
20. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328 с.
21. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М.: ГОНТИ, 1960. 422 с.
22. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
23. Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления.— В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 371—393.

24. Келлер Б. М. Рифейская группа.— В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 151—160.
25. Князев В. С. К вопросу о периодичности осадкообразования.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 130—145.
26. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278—296.
27. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Симанович И. М. Современное состояние и перспектива развития проблемы эпигенеза (предметоморфизма) на континентах и в океанах.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 45—62.
28. Крылов И. Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с.
29. Кузнецов В. Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.
30. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
31. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
32. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
33. Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени.— В кн.: Проблемы палеонтологии. М.: Мир, 1968, с. 321—336.
34. Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
35. Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С., Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов.— В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 31—56.
36. Мухин Ю. В. О роли геологического времени при уплотнении глинистых осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 3, с. 126—129.
37. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
38. Пейве А. В., Пуцаровский Ю. М. Океанская геология: поиск и проблемы. Наука в СССР. М.: Наука, 1982, с. 40—47.
39. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Т. 1. М.: Гостехиздат, 1940. 475 с.
40. Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 487—506.
41. Рингвуд А. Е. Модель верхней мантии.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964, с. 396—420.
42. Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 256—343. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4).
43. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
44. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
45. Ронов А. Б., Сеславинский К. Б., Хаин В. Е. Кембрийские литологические формации мира.— Сов. геология, 1974, № 12, с. 10—33.
46. Ручкина Ю. Р. Кремнистые фосфориты Удско-Шантарского района и их происхождение.— В кн.: Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток: Изд. Дальневост. геол. Ин-та ДВНЦ СО АН СССР, 1980, с. 95—110.
47. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М.: Гостехиздат, 1953. 672 с.
48. Сагандыков К. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо.— В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967, с. 94—103.
49. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
50. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и газовое дыхание земной коры.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976, с. 12—16.
51. Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко С. А. и др. Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. 311 с.
52. Смит Д. К., Брайден В. С., Дрюри О. К. Перемещение континентов в палеозое.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 56—69.
53. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осоложения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164 с.
54. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М.—Л.: Госгеолиздат, 1948. Ч. I.—253 с.; Ч. 2—396 с.
55. Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
56. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 372 с.
57. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
58. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 532 с.
59. Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 3—22.

60. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.
61. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
62. Страхов Н. М. К познанию терригенной седиментации в океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 16—38.
63. Страхов Н. М. Геохимия современного седиментогенеза.— В кн.: Химия океана. Т. П. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. 238 с.
64. Теодорович Г. И. Об основных закономерностях осадкообразования.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 20—52.
65. Тимофеев П. П. Предисловие.— В кн.: Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1982, с. 3—6.
66. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. «Черные сланцы» Бискайского залива и условия их образования.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 118—144.
67. Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Холодов В. Н. Эволюция осадкообразования на континентах и в океанах.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и в океанах. М.: Наука, 1983, с. 3—25.
68. Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 517—530.
69. Хаин В. Е., Ронов А. Б., Сеславинский К. Б. Силурийские литологические формации мира.— Сов. геология, 1977, № 5, с. 21—43.
70. Хворова И. В. Кременнакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообр. и полезн. ископ. вулк. обл. прошлого. Т. 1. М.: Наука, 1968, с. 9—37.
71. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973.
72. Холодов В. Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191—208.
73. Холодов В. Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении.— В кн.: Проблемы современной литологии и осадки полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 146—150.
74. Холодов В. Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюция в истории Земли.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 76—90.
75. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 204 с.
76. Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. Фосфоритонность кремнисто-вулканогенных формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1963, вып. 18, с. 3—7.
77. Энгель А. Э. Д., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 76—87.
78. Якиши А. Л. Соленаккопление и формирование залежей калийных солей.— Вестн. АН СССР, 1974, № 10, с. 87—97.
79. Baldwin B. Ways of deciphering compacted sediments.— J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, N 1, p. 293—301.
80. Cook P. J., Shergold J. H. The Field Workshop.— In: Proterozoic-Cambrian Phosphorites. Intern. Geol. Congr. Progr., 1978, p. 1—18.
81. Harvey H. W. The Chemistry and Fertility of Sea Water. Cambridge Univ. Press, 1955.
82. Howard P. F. Discovery of phosphorite in northern Australia.— Trans. Soc. Min. Eng., 1971, 250 (4), p. 269—273.
83. Jenkins H. C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.— J. Geol. Soc. L., 1980, v. 137, p. 171—188.
84. Kennett J. P., Thunell R. C. Global increase in quaternary explosive volcanism.— Science, 1975, v. 187, N 4176, p. 497—503.
85. Kennett J. P., McBirney A. R., Thunell R. C. Episodes of Cenozoic volcanism in the circum-Pacific region.— J. Volcanol. and Geothermal. Res., 1977, v. 2, N 2, p. 145—163.
86. Kerr R. A. Plate tectonics: what forces drive the plates? — Science, 1978, v. 200, N 4337, p. 36—37.
87. Lotze F. Das Problem der «Saxonischen Faltung».— Geotektonische Forschungen, 1938, H. 3, S. 73—84.
88. Lotze F. Steinsalz und Kalisalz Geologie. B.: Gebr. Borntraeger, 1938. 936 p.
89. Nayudu V. R. Petrology of submarine volcanic ash sediments on the vicinity of the Mendocino fracture zones.— Progr. Oceanogr., 1965, v. 3, p. 128—137.
90. Ninkovich D., Heezen B. C., Connolly J. R., Burckle L. South Sandwich tephra in deep-sea sediments.— Deep-Sea Res., 1964, v. 11, N 4, p. 605—619.
91. Ninkovich D., Opdyke N., Heezen B. C., Foster J. H. Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, v. 1, N 6, p. 476—492.
92. Sverdrup H. U., Johnson N. W., Fleming R. H. The Oceans. N. Y., 1942. 462 p.
93. Talbot C. J., A plate tectonic model for the Archaean crust.— Phil. Trans. Roy. Soc. L., 1973, v. 1235, p. 413—427.
94. Windley B. F. Evidence for land emergence in the early to middle Precambrian.— Proc. Geol. Assoc., 1980, v. 91, p. 1—2, 13—23.

УДК 553.3.051

ПОНЯТИЕ «ФАЦИЯ» И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф.

В статье кратко рассмотрена история становления и современное состояние основных генетических понятий в литологии — «фация» и «генетический тип отложений». Показаны соотношения между ними и даются рекомендации по их использованию. Фациальный анализ представляет собой главный методический прием генетического исследования осадочных толщ и заключается, по мнению автора, в выявлении и осмысливании изменений разновозрастных отложений на площади; он является основой палеогеографических реконструкций.

ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем обсуждать вопросы фациального анализа, а тем более методические стороны этой проблемы, нужно условиться о том, что понимать под фацией. Это необходимо потому, что в зависимости от понимания этого термина содержание фациального анализа будет трактоваться по-разному.

Договориться о том, что такое фация — далеко не простая задача. Чтобы убедиться в этом, достаточно взглянуть на таблицу, где сведены определения фации, данные разными авторами, причем весьма авторитетными. Как видим, существует много оттенков в этом понимании, а также есть подходы, исключающие друг друга. Но при всем разнообразии у подавляющего большинства исследователей есть одна общая черта в понимании фаций — это генетический подход. Даже если в определении генезис не упоминается, по существу он всегда имеется в виду. Это значит, что в большинстве случаев фации так или иначе связываются с обстановками формирования и с условиями образования соответствующих отложений. Без связи с генезисом фации теперь никем не мыслятся.

СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ «ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ» («ЛИТОГЕНЕЗ»)

Основное направление развития современной геологии и всех ее ветвей, к одной из которых принадлежит и литология, — генетическое. В литологии это находит свое выражение в том, что генетическое истолкование становится основным звеном в изучении состава и свойств осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Поэтому выявление закономерностей распределения пород и их комплексов в стратифере, что возможно только на генетической основе, одна из главных задач современной литологии. Генезис важен и тем, что он объясняет нам все главные особенности породы, ее состав и другие свойства. В связи с этим знание генезиса имеет не только теоретическое, но и прямое практическое значение.

Понятие «генезис отложений», или «литогенез» (автор считает эти выражения синонимами) многостороннее и разными учеными в него вкладывается разное содержание [32, 35, 36]. В общем случае это длительный процесс и в нем можно выделить пять основных этапов или стадий. 1. Подготовку вещества в поверхностных условиях. Н. М. Страхов удачно назвал этот этап «мобилизацией» [31]. Но в него следует включать и вулканическую деятельность, которая в некоторых случаях становится главным поставщиком осадочного материала. 2. Перенос вещества, образованного выветриванием, жизнедеятельностью и вулка-

низмом. 3. Накопление, являющееся главным и обязательным этапом литогенеза. 4. Диагенез, обычно определяемый как совокупность процессов, превращающих осадок в породу. 5. Катагенез — последующие изменения состава и свойств породы в стратисфере. Совокупность этих пяти процессов и определяет, по мнению автора, генезис осадочной породы в широком смысле. Что касается метаморфизма, то его не следует включать в литогенез, так как он происходит за счет процессов в земных глубинах уже за пределами стратисферы и приводит осадочные породы в новое качественное состояние, а именно в метаморфические породы.

Этап накопления главный в процессе формирования осадочных пород. Поэтому часто вопросы их генезиса сводятся к выявлению палеогеографических обстановок накопления. Это не вполне точно, и в общем случае генезис осадочной породы желательно понимать шире. Но именно с этапом накопления связываются обычно понятия о генетических типах отложений, о фациях и фациальном анализе. Поступим так и в данном случае.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Основной единицей в генетическом изучении осадочных пород является, как по мнению автора, так и многих других исследователей, *генетический тип отложений* [15, 34, 37 и др.]. По поводу этого понятия имеется довольно обширная литература и здесь только кратко остановимся на нем.

Понятие о генетических типах отложений прямо связано с обстановками осадконакопления. Введено оно было во второй половине прошлого века А. П. Павловым [23]. А. П. Павлов не дал краткого определения этого понятия, но что он под ним понимал, выражено достаточно ясно в одной из его последующих работ [24]: «... Русские геологи различают отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов, как генетические типы. Примерами генетических типов являются отложения элювиальные (кора выветривания), делювиальные, пролювиальные, аллювиальные ... моренные, флювиогляциальные или водно-ледниковые (зандры). Определенные генетические типы представляют также отложения эоловые..., осыпи и горные россыпи..., и массы, иногда очень обширные, нагроможденные оползнями... Определенный генетический тип представляют также отложения ключей, как холодных, так и горячих минеральных (туф, травертин, гейзерит)» ([24], с. 127).

С тех пор понятие о генетических типах вошло в употребление геологов главным образом нашей страны и пользуется особенно широким признанием среди геологов и географов, занимающихся изучением четвертичных континентальных отложений, для которых генетическая расшифровка представляет меньше трудностей, чем для морских и древних отложений. При этом большинство исследователей разделяет основные положения А. П. Павлова и развивает их как в принципиальном отношении, так и на конкретных примерах. При этом, к сожалению, ясные высказывания Павлова оказались изрядно запутанными и, в частности, дано несколько определений, не всегда достаточно ясных. Так, ученик Павлова, Е. В. Шанцер недавно предложил следующее определение: «Генетический тип отложений — это совокупность осадочных или вулканогенных накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и (или) горных пород ([41], стр. 7). В. Т. Фролов в большой работе, где сделана попытка распространить понятие о генетических типах на морские отложения, дает следующее определение: «Генетический тип или генотип (ГТ) — это отложения (порода — слой или группа пород — пачка слоев, т. е. многослой), возникшие в результате проявления экзогенного геологического процесса определенного рода, чаще

всего в результате той или иной динамической формы аккумуляции или ее модификации, зависящей от местных условий. Следовательно, ни условия образования, ни вещественный состав прямо не входят в это понятие» ([37], с. 11). Иное определение было предложено П. П. Тимофеевым: «В настоящее время под генетическим типом осадка автор понимает один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических (первичных) признаков, которые отражают общность условий их накопления. При таком определении генетический тип осадка выступает как элементарная генетическая единица разреза осадочных образований и является отправной точкой для всех последующих генетических построений» ([34], с. 184). Мною в разное время было дано несколько определений, сейчас предлагается следующее: **генетический тип — это комплекс отложений, образовавшихся в одной физико-географической обстановке преимущественно под действием одного ведущего геологического агента, и часто имеющий характерное геоморфологическое выражение на суше или на морском дне.**

Несмотря на разнообразие приведенных выше формулировок, их объединяют два обстоятельства. Во-первых, то, что это естественные генетические тела, а во-вторых, что любой геологический разрез осадочной толщи целиком состоит из генетических типов. Но я думаю, в отличие от некоторых исследователей, что мы получаем основание называть тот или иной комплекс отложений генетическим типом лишь после того, как этот комплекс действительно расшифрован в генетическом отношении. Если же этого еще нет, то правильно говорить о литологических типах отложений или литологических комплексах, но не о генетических типах. Иными словами, генетические типы разреза остаются «вещью в себе» до тех пор, пока они не расшифрованы исследователем в генетическом отношении. Когда же это осуществлено — генетические типы становятся «вещью для нас». Мы можем использовать наше знание их генетической принадлежности для объяснения и прогноза закономерностей поведения в пространстве, т. е. прогноза изменений их состава и других свойств в данном регионе. В этом заключается основное практическое значение выявления генетических типов, т. е. генетического анализа в широком его смысле.

При практическом использовании понятия о генетических типах постоянно возникает вопрос: каков *объем* этого понятия? Павлов не дал на него прямого ответа, а косвенным может служить тот, что по Павлову генетический тип обязан своим возникновением «действию определенного геологического агента». Так, пролювиальный тип — действию временных потоков, изливающихся с гор на равнину, делювиальный — дождевым струям, стекающим со склонов и т. д. Но, даже при таком понимании остается место для неопределенности. Например, делювиальный генетический тип представлен преимущественно одним плохо сортированным осадком (или породой), а в аллювиальный генетический входят очень разные породы: это может быть галечник, накапливающийся на перекате, а также косослоистые пески русла и тонкие алевроито-глинистые осадки поймы. Морские генетические типы еще сложнее, и один тип может быть представлен весьма разными породами.

Мной предлагается следующее решение вопроса. Генетические типы бывают простыми и сложными. Простые, это те, которые представлены в основном одной породой (осадком) и образованы действием одного геологического агента, например осыпные накопления, делювий, барханы, лагунные глины, глубоководные планктоногенные илы и т. д. Сложные генетические типы представлены разнообразным комплексом пород и могут быть образованы действием не только одного, но и нескольких взаимно связанных геологических агентов, например: пролювий, аллювий, пляжные накопления, рифовый генетический тип и т. д. В таких случаях каждый тип состоит из нескольких видов отложений.

Что касается более общей генетической иерархии пород и их комплексов, то можно принять следующий ряд, давно предложенный Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн [10] и несколько дополненный: **генетический вид→генетический тип→генетический комплекс→генетическая ассоциация**. В этом ряду генетическим видом является индивидуальная порода, генетически расшифрованная, генетическим типом — совокупность генетически расшифрованных пород, образующих геоморфологически выраженное единое целое, например конус выноса; генетическим комплексом — совокупность генетических типов, например комплекс отложений речной долины, а генетической ассоциацией — все отложения, принадлежащие данной ландшафтной области, например предгорной равнине или литоральной области и т. д.

Обобщая изложенное можно констатировать, что генетический тип — это порода или комплекс генетически тесно связанных пород, образовавшихся в выявленной для данного комплекса физико-географической обстановке: реке, конусе выноса, на пляже, в глубоком море и т. д. Что касается более полного определения, то оно приведено выше. Если сравнить изложенное понимание генетического типа с некоторыми определениями фации, приведенными в перечне, то можно убедиться в том, что ряд авторов по существу также определяют и фацию! Таковы, например, определения следующих авторов (в скобках приведен порядковый номер определения в перечне, помещенном в конце статьи): В. Е. Хаина (23), Н. В. Логвиненко (24), А. Ф. Якушовой (27) и мн. др. Для большей убедительности приведу два особенно характерных примера. Определения П. П. Тимофеевым фации (26) и генетического типа (см. выше) различаются лишь в формулировках. Сходство этих двух понятий еще увеличивается благодаря тому, что в работе ([34], стр. 187) дается следующее пояснение: «Генетический тип превращается в фацию или в ее часть только тогда, когда становятся известными условия накопления его осадка». С таким добавлением едва ли можно согласиться по существу, так как, по моему мнению, для выявления генетического типа необходимо знание условий накопления соответствующих осадков. Еще один пример сходного понимания дает Л. Н. Ботвинкина в работе, специально посвященной фациям и генетическому анализу различных отложений. Она предлагает следующие определения: «... Фация — это отложения, сформировавшиеся в определенной физико-географической обстановке, выраженной в признаках этих отложений» ([4], с. 21). В этой же работе далее говорится: «... Следовательно, генетический тип отложений — это естественно сформировавшаяся группа отложений, обладающих определенным сочетанием характерных генетических признаков, которые и указывают на общность процессов их формирования» (с. 23). Опять-таки разницу между понятиями «фация» и «генетический тип отложений» в приведенных формулировках уловить нельзя.

На основании изложенного можно сделать вывод, что существует значительная группа исследователей, которые фактически не видят существенной разницы между этими понятиями, а если разница и намечена, то она касается трудноуловимых оттенков, касающихся деталей формулировок и являющихся нередко чисто словесными. Но есть еще ряд исследователей, которые в своих работах и определениях признают, что разница между фациями и генетическими типами чисто количественная: она заключается в объеме того и другого понятия. При этом одни считают, что фации — это более мелкие генетические комплексы пород, а другие наоборот — более крупные единицы по сравнению с генетическими типами. К сторонникам первого направления принадлежит, например, В. Е. Хаин. Так, обсуждая вопрос о сопоставлении основных систем геологических понятий, он считает, что генетический тип отложений — это более крупная таксономическая единица, а следующая за ним в иерархическом ряду фация — единица более мелкая [39]. При этом он даже считает возможным оценить длительность образования генетического типа в десятки и первые сотни тысяч лет, тог-

да как фации формируются, по его мнению, быстрее — в течение сотен и тысяч лет, т. е. на два порядка быстрее. Такого же мнения в принципе придерживается и Е. В. Шанцер [40], считающий, что генетические типы слагаются из фаций: аллювиальный генетический тип, например, состоит из русловых, пойменных и старичных фаций. Противоположное, но также широко распространенное мнение состоит в том, что фации являются более крупной таксономической единицей по сравнению с генетическим типом. Сходных взглядов придерживались Ю. А. Жемчужников с соавторами в известных работах по Донецкому бассейну [13]. Так, в продуктивной толще этого бассейна ими было выделено около 20 «фаций», которые разделяются на несколько десятков генетических типов (они называли их «литогенетическими типами»). Кто же из названных двух групп исследователей прав?

Если понимать фации как генетические типы отложений, или как более крупные или более мелкие единицы, то никаких особых, специфических методических вопросов фациального анализа при этом не возникает. Действительно, если фации в принципе то же, что и генетические типы, то методика фациального анализа сводится к вопросам о генетических типах, т. е. к общей методике генетического изучения осадочных пород и их комплексов. Но по существу проблему можно решить только определив что такое фация?

СУЩНОСТЬ ПОНЯТИЯ О ФАЦИЯХ

Содержание понятия о фациях неоднократно обсуждалось в литературе как у нас в стране, так и зарубежом. Неоднократно проходили специальные совещания по этому вопросу. Тем не менее этот вопрос остается нерешенным до настоящего времени. Обратимся к нему еще раз. Это целесообразно сделать, поскольку до сих пор как у нас, так и за рубежом существуют не вполне правильные представления о том, что влечет в понятие о фациях впервые предложивший этот термин в современном его значении швейцарский геолог А. Грессли, а в России — его последователь Н. А. Головкинский. Именно в этих представлениях лежит, на мой взгляд, главная методическая сущность понятия о фациях.

Прежде всего — когда и для чего понадобилось понятие о фациях? Оно возникло не случайно, а явилось необходимостью для геологии уже в первой половине прошлого века. Рассмотрим уровень развития геологии и ее главного раздела — учения о последовательности напластования пород — стратиграфии — в первой половине прошлого века. У истоков геологии как науки стоят имена и труды многих ученых. В России это М. В. Ломоносов, а из иностранных ученых одно из первых мест принадлежит немецкому ученому А. Г. Вернеру, с именем которого связывают развитие основ стратиграфии. С трудами А. Г. Вернера русские ученые могли познакомиться еще в 1810 году, когда Российской Академией наук был издан перевод рукописного конспекта его лекций по «геогнозии» [29].

А. Г. Вернер выделил в истории Земли пять эпох, каждой из которых отвечает, по его мнению, «группа формаций» (Formationssuite). Последние в свою очередь состоят из нескольких «формаций» с определенным составом и свойствами, связанными с условиями их образования. Эти группы и слагающие их формации, по образному сравнению К. Циттеля равномерно обволакивают земной шар, как «луковица одета скорлупой». Таким образом, каждая геологическая формация имеет особый состав и соответствует вполне определенной отрезку геологической истории. Эти взгляды развивали многочисленные последователи и ученики А. Г. Вернера.

Однако уже вскоре после изложения А. Г. Вернером и его учениками своих представлений появились существенные несогласия с такой концепцией. В частности, президент геологического общества Франции К. Прево считал, что в одно и то же время в разных местах земной

поверхности могли образовываться породы существенно различного состава, возникшие в существенно разных условиях. Еще яснее это показал А. Грессли, введя в геологию понятие о фациях отложений [48]. Именно эта работа имела решающее значение для широкого распространения понятия о фациях, и поэтому остановимся на ней подробнее, тем более, что полностью работа А. Грессли на русском языке не опубликована, а переводы отдельных выдержек иногда даются не вполне точно. Кроме того, и у самого А. Грессли иногда есть высказывания, допускающие неоднозначное толкование.

Прежде всего отмечу трудность, связанную с переводом слова *terrain*, впоследствии вышедшем из употребления. Под этим словом в то время понимали совокупность отложений одного возраста. Сейчас его приходится переводить выражениями «стратиграфическая единица» или «отложения одного возраста», что несколько громоздко. Иногда употребляемое в переводах выражение «отложения» не очень подходит в данном случае. А. Грессли постоянно употреблял слово *modifications* — модификации и называл даже фации модификациями стратиграфической единицы (*modification de terrain*). Это слово часто переводят как «изменения», что не вполне точно передает смысл. Грессли под «модификациями» большею частью понимал конкретные участки стратиграфической единицы, отличающиеся от соседних участков той же единицы петрографическим составом или органическими остатками, т. е. представляющие собой отдельные фации. В других, более редких случаях выражение «модификация» приходится переводить в соответствии с контекстом как «изменения». После перечисленных замечаний приведу перевод нескольких мест из работы А. Грессли, представляющих для нас здесь наибольший интерес.

«В изученной мною местности, может быть больше, чем где-либо в других районах, разнообразные модификации, как петрографические, так и палеонтологические, на каждом шагу прерывают единообразие, считавшееся до сих пор свойственным стратиграфическим единицам других стран... Изучение этих условий вызвало необходимость выработать методику исследований, отличающуюся от обычной. А именно, вместо того чтобы довольствоваться описанием определенного количества опорных вертикальных разрезов, я прослеживал каждый стратиграфический отрезок как можно дальше в стороны, чтобы изучить все его модификации. Таким образом мне удалось обнаружить в латеральном распространении каждого горизонта различные и весьма четкие изменения, касающиеся как петрографического состава, так и палеонтологических особенностей в смысле совокупности ископаемых организмов. Эти изменения подчинены ясным и довольно постоянным законам».

«Прежде всего есть два главных факта, которые везде характеризуют совокупность модификаций, называемых мною фациями или обликом отложений: первый состоит в том, что определенному петрографическому облику любой свиты обязательно соответствует, где бы она ни встречалась, одинаковый палеонтологический состав; и другой факт, что тот или иной комплекс ископаемых строго исключает виды и роды, обильные в других фациях... Я думаю, что модификации, как петрографические, так и палеонтологические, которые стратиграфический горизонт испытывает на площади своего распространения, вызваны различиями в обстановке и другими обстоятельствами, которые и в наши дни оказывают такое большое влияние на роды и виды организмов, населяющих моря и океаны. Во всяком случае я часто с удивлением обнаруживал в распределении наших ископаемых организмов законы биологических ассоциаций, а в совокупности соответствующих петрографических и геологических особенностей те же условия обитания, которые господствуют и в современном подводном мире...» ([48], с. 10—11).

Затем А. Грессли дает общий обзор выделенных им фаций — литоральной, коралловой, глинистой, пелагической и др., причем указывает, что можно осуществить и более детальное их расчленение.

В целом работа А. Грессли имеет поразительно современный характер, также обращает на себя внимание тщательность, с которой изложены все наблюдения. Не удивительно, что работа произвела сильное впечатление не только на современников, но и на последующие поколения геологов, до настоящего времени включительно. Несомненно также, что фации Грессли связывал с определенными стратиграфическими отрезками, всегда выделяя их в конкретных стратиграфических единицах.

РАЗВИТИЕ ПОНЯТИЯ О ФАЦИЯХ В XIX И НАЧАЛЕ XX В.

В Западной Европе работа А. Грессли довольно быстро получила признание. Так, в 1850 г. вышло в свет исследование О. Фрааса, посвященное сравнению юрских отложений Германии с одновозрастными толщами Франции и Англии. В своей работе О. Фраас оперирует понятием «фация», как вполне известным. При этом полностью принято понимание А. Грессли. В 1854 г. опубликован второй том учебника геогнозии К. Наумана [51]. В этой обстоятельной сводке упоминается «превосходная» работа Грессли и дается краткая характеристика введенного им понятия о фациях. Науман полностью принимает генетическую сущность этого понятия и отмечает при этом, что введенное А. Грессли понятие частью перекрывается с одновременно (в 1938 г.) предложенным во Франции К. Прево понятием «облик отложений» (*habitus*), а именно литоральном, пелагическом и флювиоморском.

В русскую литературу понятие о фациях проникало медленнее, и не без оснований Н. А. Головкинский писал в 1856 г., что «Как ни проста мысль, что в одно и то же время в различных местах могли совершаться различные процессы, но понятие о *facies*, это первоклассное геологическое понятие, вырабатывалось чрезвычайно медленно, и мы до сих пор в современной научной литературе можем заметить недостаточное к нему внимание» ([7], с. 4). Н. А. Головкинский успешно потрудились над тем, чтобы изменить такое положение. В 1868—1869 гг. он опубликовал работу [8]¹, в которой впервые в русской литературе использовал понятие о фации, притом в полном соответствии с А. Грессли для выражения генетически обусловленных изменений отложений в стратиграфическом интервале пермской системы («формации» по номенклатуре того времени) в бассейне р. Камы на пространстве от ее впадения в Волгу до устья р. Ик. Он пишет: «Сколько бы ни различали фаун, которых чечевицеобразное распределение в формации обусловлено различной глубиной, все они существовали одновременно; это ничто иное, как различные фации (*facies*) данного геологического периода, зависевшие от глубины и постепенно перемещавшиеся вследствие колебаний морского дна» (с. 400). Тут же он дает подстрочное примечание относительно термина «фация, в котором пишет: «Ввиду важного значения и истекающей из этого необходимости часто употреблять слово «*facies*», я позволю себе русифицировать его и писать *фация* за неимением соответствующего чисто русского слова» (с. 400). В этой же работе Н. А. Головкинский приводит несколько схематических рисунков, на которых показано последовательное смещение фаций в море, вызванное передвижением береговой линии в связи с опусканиями и поднятиями морского дна.

Далее Н. А. Головкинский пишет следующее: «Обе фации, как глубокого моря, так и мелководья, дробятся в свою очередь на фации — песчаную, илистую, скалистую и т. д., из которых каждая отличается присутствием особенных; только ей свойственных форм» (с. 401). Таким образом, Головкинский, как и Грессли, допускал существование фаций разных порядков — более крупных, это по существу обширные фациальные области, как литоральная, полупелагические и т. д., а также более мелких, которые именуются обычно по составу главного осад-

¹ На главном листе работы Н. А. Головкинского указан 1868 г. ее напечатания, но вышла в свет эта работа в 1869 году в первом томе «Материалы для геологии России».

ка: песчаные, илистые и т. д. Однако по существу ясно, что под этими названиями имеются в виду те специфические обстановки накопления, которые вызвали появление песчаных, илистых и других осадков и своеобразие сопутствующих этим осадкам органических остатков.

Впоследствии понятие о фациях постепенно вошло в обиход и стало употребляться русскими геологами в полном соответствии с содержанием, введенным А. Грессли и поддержанным Н. А. Головкинским. Так, А. А. Иностранцев писал: «Под именем фаций ... понимают различия в горизонтальном направлении одновременных образований, как в палеонтологическом, так и в петрографическом отношении ... Русские каменноугольные образования так называемого Московского бассейна в их северном крыле представляют весьма постепенный переход от севера к югу от прибрежной фации к фации открытого моря» ([14], с. 540). А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский [1] и многие другие русские геологи в конце XIX и в начале XX вв. также пользовались понятием о фации именно в таком же смысле. И в настоящее время ряд геологов придерживаются такого понимания фации. Очень четко, например, выражено это в работе Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн по Буреинскому каменноугольному бассейну [10]. Эта работа, в которой впервые был применен полноценный фациальный анализ к угленосным отложениям, до сих пор полностью сохранила свое методическое и фактическое значение. К такому же пониманию фаций присоединился и Н. С. Шатский [43], хотя раньше он придерживался существенно иной точки зрения [42]. Так же понимают фации и ряд других советских и зарубежных исследователей, что можно видеть по определениям, приведенным в перечне (1, 7, 9, 13, 14, 18, 21, 25, 32, 34, 35).

ДРУГИЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИСПОЛЬЗОВАНИИ ТЕРМИНА «ФАЦИЯ»

При взгляде на таблицу обращает на себя внимание разнообразие в определениях понятия о фациях. Но внимательное рассмотрение таблицы, особенно если обратиться к текстовым пояснениям соответствующих авторов, показывает, что различия касаются главным образом формулировок, а по существу разнообразие не так уже велико. Оно может быть сведено к немногим основным направлениям. Одно из них, а именно признание необходимости выделения фаций в конкретных стратиграфических рамках, было разобрано выше. Теперь кратко рассмотрим другие направления.

Наиболее широким признанием пользуется, пожалуй, понимание фаций как выражение единства обстановки осадкообразования и самих, возникших в этой обстановке, осадков — пород (4, 5, 8, 11, 12, 15, 17, 23, 24, 27—30, 33). Главной особенностью такого подхода является близость понимания фаций к понятию о генетических типах отложений. Гораздо меньшее число исследователей принимает выражение «фация» только для обозначения обстановки или среды образования осадков (пород): таковы определения 6, 20, 31. Еще меньше исследователей понимают под фациями только породы с их генетическими признаками (3 и 18).

Немногие исследователи пользуются понятием «фация» в своеобразном смысле. Таковы определения В. В. Белоусова (16) или Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова (22). Иногда можно встретить непоследовательность: в одной работе разное понимание: например, у И. Вальтера [52], определение 2. Кстати, эта ошибка Вальтера послужила одной из важных причин возникшей впоследствии путаницы и разнобоя в толковании этого понятия.

Довольно широким признанием пользуется понятие о «геохимических фациях», давно уже введенное Л. В. Пустоваловым. Среди палеонтологов и многих геологов принято выражение «биофации»; тектонисты иногда пользуются выражением «тектонические фации»: например, «геосинклинальные фации» и т. д. Для подобного использования характерно обозначение этим термином *частных особенностей среды образо-*

вания осадков (пород): геохимических, биологических, тектонических и т. д., даже, например, цвета пород—«красноцветные фации»! Во всех таких случаях вполне можно пользоваться другими, более общими и нейтральными выражениями, например, вместо «геохимические фации» говорить «геохимическая среда», в отношении тектонического режима — «тектонические условия» и т. д. Излишнее расширение понимания лишает любой научный термин определенности, что, конечно, очень нежелательно. Поэтому можно рекомендовать пользоваться термином «фация» именно так, как это было предложено его основоположниками. Принятие такой рекомендации влечет за собой и ряд выводов методического порядка.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОНЯТИЯ О ФАЦИЯХ

Не случайно в начале статьи было уделено внимание генетическому направлению в литологии и понятию о генетических типах отложений. Выше показано, что фации — это понятие не только генетическое, но и историческое. Оно выражает связи и изменения отложений одного стратиграфического уровня на площади, а следовательно, помогает анализировать латеральные и возрастные соотношения, т. е. историческую обстановку соответствующего отрезка времени. Точнее сказать, что это понятие — в рекомендованном в данной статье смысле — понятие историко-геологическое. Изменение фаций по латерали свидетельствует об изменениях обстановок на площади, а изменения фаций по вертикальному направлению — свидетельствуют об этих изменениях во времени. Поэтому о фациях целесообразно говорить в тех случаях, когда речь идет об условиях накопления конкретных стратиграфических единиц. Такие единицы могут быть любого объема: зона, горизонт, ярус, отдел и целая система. Притом не обязательно, чтобы это были единицы международной стратиграфической шкалы — они могут быть и местными стратиграфическими единицами: пачки, свиты, циклы и т. д. Важно лишь, чтобы фации выделялись и сравнивались на одинаковых возрастных уровнях. Фациальный анализ и есть прослеживание стратиграфических отрезков на площади, выявление их изменений, а на этом основании выделение «модификаций», т. е. фаций и генетическое их истолкование. Один из важных методических приемов такого истолкования — выявление *парагенеза* фаций и их комплексов. Это важно как для определения генезиса отдельных членов парагенеза, так и для выявления общей картины их распространения на площади, что уже приводит к *палеогеографической карте*. Не случайно уже А. Грессли свою работу сопровождал одной из первых в геологии палеогеографических карт. Таким образом, в изложенном понимании фациальный анализ — это основа для составления палеогеографических карт. Поэтому не следует противопоставлять изучение фаций и фациальный анализ палеогеографии, как это иногда предлагалось [32]. Не нужно и особого названия для изучения фаций: «фациология», как это предложил Н. М. Страхов. Вообще следует избегать новых терминов без крайней необходимости, особенно в наше время, когда лавинный поток новой информации очень соблазняет и на введение новых терминов.

Фации могут быть разного объема в зависимости от масштаба исследования. При обзорных мелкомасштабных работах, охватывающих обширные территории, разновозрастные генетические комплексы, т. е. фации, неизбежно должны показываться весьма обобщенными, схематическими, а при подробных исследованиях небольших территорий — например при изучении одного месторождения или даже его части — фации должны показываться гораздо более детально. Такие карты могут служить для конкретного прогноза и направления поисковых и разведочных работ.

В соответствии с указанным выше главным методическим положением решаются и другие вопросы о соотношении между фациями и генетическими типами. Решаются они в том плане, что это понятия близ-

кие, но не совпадающие (в общем случае). Причем главное их отличие методического порядка: фации выделяются в конкретных стратиграфических границах, в генетические типы можно выделять и рассматривать вне конкретных стратиграфических отрезков. Если же генетические типы рассматривать в конкретных стратиграфических рамках, т. е. считать их одновозрастными, то они естественно оказываются фациями. Это особенно касается современных отложений и выделяемых в них генетических типов. Ясно, что в таком случае они имеют возрастное, стратиграфическое ограничение, требуемое в качестве обязательного условия для фаций; все они принадлежат современной геологической эпохе. Поэтому в применении к современным осадочным образованиям понятие о фациях и генетических типах может совпадать. Все современные генетические типы являются и фациями современной эпохи. Такое понимание представляется мне особенно целесообразным в применении к современным морским и океаническим осадкам. Именно по отношению к ним в этом вопросе имеется большая путаница. Что же касается древних, ископаемых генетических типов, то они могут рассматриваться в качестве фаций лишь при исследовании их в пределах одного вполне определенного стратиграфического отрезка. Так, например, в угленосной формации Челябинского бассейна на Урале в ее продуктивной части ясно выделяются два основных генетических типа: аллювиальный, которому подчинены угольные пласты, и пролювиальный, безугольный, сложенный разнородными обломочными накоплениями. В продуктивном разрезе эти генетические типы являются и фациями, так как находятся на одном стратиграфическом уровне, т. е. одновозрастные. При этом пролювиальная фация замещает аллювиальную по направлению к первичным окраинам бассейна, где располагалась горная страна, поставившая грубый обломочный материал.

Решается также методический вопрос об объеме понятий «фация» и «генетический тип». При его решении приходится исходить из того, что в общем случае мы используем понятие о генетических типах в смысле А. П. Павлова, ограничившим объем этого понятия важным условием: единством того геологического агента, под воздействием которого этот тип формировался.

Для фаций такого ограничения их объема нет: это могут быть и очень крупные и мелкие геологические тела. Поэтому сама постановка вопроса — «что больше — фация или генетический тип» некорректна: фации могут быть и крупными, объединяя несколько генетических типов, и равняться им по объему, и быть очень мелкими при их выделении при подробных исследованиях. Так, например, в пределах пролювиального генетического типа при детальном изучении можно выделить зону грубых фаций в вершинной части конуса выноса и зону тонких фаций в его периферической области и т. д. Наоборот, при обзорных мелкомасштабных исследованиях можно объединить пролювиальные отложения с аллювиальными и склоновыми в одну фацию межгорной впадины и т. д.

Еще один вопрос связан с понятиями «фация современная» и «фация ископаемая». Есть ли между ними разница, а если есть, то в чем она заключается? Этот вопрос был поставлен еще А. А. Борисяком в учебнике исторической геологии [3], введшем эти два понятия, а затем развито Д. В. Наливкиным [20]. Не задерживаясь на истории вопроса, остановимся на его методической стороне. Заключается она в том, что, на мой взгляд, определение понятия фация может быть одинаковым как для современных, так и для ископаемых условий, хотя А. А. Борисяк и Д. В. Наливкин давали разные определения. Тем не менее между этими двумя понятиями есть существенная, принципиальная разница. Заключается она в том, что для современных условий нам даны как объективная реальность обстановки и все другие стороны накопления осадков, а также и сами осадки со всеми их признаками. Таким образом, в отношении современных фаций мы имеем возможность одинаково подробно изучить как сами осадки, так и все условия среды, в ко-

торых эти осадки накапливаются. Именно поэтому современные фации важны для нас как средство понять генетический смысл признаков, которыми данный осадок обладает и использовать это для истолкования ископаемых аналогов. Что же касается фаций ископаемых, то в них объективной реальностью являются только породы с их признаками, а обстановки и условия накопления подлежат восстановлению на основании сохранившихся признаков. К тому же первичные признаки могут быть изменены и затושованы наложением диагенетических и катагенетических процессов. Кроме того, приходится считаться с возможностью конвергенций литологических признаков, в результате чего породы разного происхождения могут приобретать сходные признаки. Это приводит к необходимости изучать не только признаки пород, но и исследовать их сочетания. Именно поэтому выявление *парагенезов* фаций изучаемого стратиграфического интервала — одно из обязательных условий осуществления полноценного фациального анализа.

Еще один методический вопрос связан с тем, насколько целесообразно называть одним термином «фация» как осадки (породы), возникшие в определенных обстановках и условиях, так и сами эти обстановки? Разные геологи дают на этот вопрос различные ответы. Так, например, Н. М. Страхов считает, как это видно из его определения (см. таблицу), что фациями следует называть именно обстановки накопления со всеми их признаками. Другие считают, что в понимании фаций преимущество следует отдавать породе: таковы определения Д. В. Наливкина, Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн. Третьи ученые считают, что целесообразно называть фациями как сами породы, так и обстановки, в которых эти породы образовались — определения В. Е. Хаина и Н. В. Логвиненко. Некоторые исследователи, наконец, рекомендуют ввести специальные термины для обозначения признаков породы, а фацией называть обстановки, в которых эти признаки образовались. Такое предложение внес Н. Б. Вассоевич, предложивший «... ввести особый термин для обозначения признаков породы, имеющих фациальное значение, а именно «сигнация» ([5], с. 36). Как он указывает далее, в таком случае «... фация — это причина, а сигнация — это следствие». В последние годы появились и другие высказывания о том, что желательно иметь разные термины для обозначения причины (обстановка) и следствия (осадок, порода) [17]. Он предложил пользоваться понятием «фация» для территории (среды) осадкообразования, а для продукта среды (осадка или породы) предлагает наименование «литотип» ([17], с. 136). Вместе с тем, поскольку при формировании осадка причина и следствие (обстановка и осадок) существуют одновременно, то возможно употребление одного термина для выражения их единства. Во всяком случае эти вопросы заслуживают внимания и дальнейшего обсуждения.

В заключение отмечу, что если мы согласимся с тем, что под фациями следует понимать залегающие рядом и одновременно образовавшиеся комплексы пород (см. таблицу), то это даст решение ряду методических вопросов, рассмотренных выше. Все эти вопросы прямо связаны с генетическим изучением осадочных пород. Поэтому их решение должно содействовать выявлению генезиса осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых. Это в свою очередь обеспечивает правильные прогнозные оценки, что является одной из злободневных задач современной литологии.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИИ

«Фация» — это:

1. «...совокупность модификаций стратиграфического горизонта». A. Gressly, 1838, с. 11 [48].
2. «...признаки различия одновременно образовавшихся пород», а также «...физические особенности морского дна, определяющие распределение организмов». J. Walther, 1893/94, с. 25, а также

- «...совокупность первичных признаков породы». Там же, с. 989 [53].
3. «...совокупность литологических и палеонтологических особенностей отложений в определенном месте». E. Naug, 1907, с. 145 [49].
 4. «...условия образования слоев, выраженные их петрографическим составом и органическими остатками». E. Dacqué, 1915, с. 188 [46].
 5. «...физические свойства данной области или данного участка поверхности земли (безразлично, суши или дна моря), обуславливающие определенное распределение животных и растений; фация характеризуется, следовательно, данными физическими условиями, фауной и флорой». А. А. Борисьяк, 1922, с. 15 [3].
 6. «...среда отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)». Н. М. Страхов, 1948, с. 6 [31].
 7. «...пространственно обособленная часть данной стратиграфической единицы, имеющая характерные черты, существенно отличающие ее от других частей той же единицы». R. Mooge, 1949, с. 32 [50].
 8. «...осадок (горная порода), на всем своем протяжении обладающий одинаковым литологическим составом и заключающий в себе одинаковую фауну и флору». Д. В. Наливкин, 1955, с. 6, [21].
 9. «...изменения или вариации петрографического состава и палеонтологических остатков любой стратиграфической единицы на площади ее распространения». По Н. С. Шатскому, 1955, с. 10—12² [43].
 10. «...некоторый объем осадка или породы, характеризующихся сходным комплексом палеонтологических, петрографических и физико-химических признаков, обусловленных тектоническими, физико-химическими, биологическими и географическими условиями образования осадка». В. П. Маркевич, 1957, с. 50 [18].
 11. «...закономерный комплекс петрографических, палеонтологических и геохимических особенностей отложений, выражающий палеогеографическую и геохимическую обстановку накопления и диагенеза осадка. Г. И. Теодорович, 1958, с. 47, [33].
 12. «...совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литогенетических типах, тесно связанных между собой». Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков и др., 1959, с. 76 [12].
 13. «...модификации облика данного стратиграфического отрезка на площади». L. Sloss, 1960, с. 13 [52].
 14. «...геологическое тело, представленное одной или несколькими породами, образовавшимися в одной физико-географической обстановке, отличной от обстановки образования соседних разновозрастных пород». Г. Ф. Крашенинников, 1962, с. 5 [15].
 15. «...динамически обособленная единица геологической среды, находящая свое выражение в определенных породах, и их сочетаниях, т. е. в определенных формациях». В. И. Попов и др., 1963, с. 12 [26].
 16. «...особенности состава и строения осадка, которые указывают на относительное расстояние места его образования от области размыва». В. В. Белоусов, 1962, с. 59 [2].
 17. «...облик отложений, восстановленный по петрографическим, палеонтологическим, геохимическим, структурным, текстурным и другим признакам пород и указывающий на физико-географические условия их образования». D. Franke, 1963, с. 156 [47].
 18. «...породы (и отложения, из которых они произошли), отличающиеся от пород (и отложений) того же возраста первичными признаками». Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн, 1965, с. 136 [11].
 19. «...реальное геологическое тело, часть определенного горизонта или слоя. Выделяются фации с целью восстановления условий образо-

² В оригинале нет краткого определения, и приведенное излагает сущность понимания этого термина Н. С. Шатским.

- вания осадков и закономерностей их изменения в пространстве и времени». Е. В. Шандер, 1966, с. 20 [40].
20. «...совокупность признаков восстановленной обстановки осадконакопления». S. Chrobok и. а., 1968, с. 145 [45].
 21. «...осадки, отложенные на определенной площади в одних и тех же условиях, отличных от тех, которые господствовали в соседних районах». Л. Б. Рухин, 1969, с. 368 [28].
 22. «...сложное геологическое тело B_n , принадлежащее классу B , которому (телу) в пространстве условий и обстановок образования V можно приписать фиксированную односвязную область C_i^V ». Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов, 1972, с. 46 [6].
 23. «...определенный тип осадочной породы, возникшей в определенных физико-географических условиях, например, русловые пески, озерные известняки, прибрежные галечники и т. п.». В. Е. Хаин, 1973, с. 98 [38].
 24. «...обстановка осадконакопления, современная или древняя, ове- щественная в осадке или породе». Н. В. Логвиненко, 1974, с. 208 [16].
 25. «...часть слоя (пачки, толщи), выделяющаяся особенностями вещественного состава, строения и комплексами окаменелостей в противопоставлении к другой части того же слоя (пачки, толщи) при его изучении на площади. Выделение фаций — это методиче- ский прием изучения изменчивости разновозрастных отложений». Г. И. Немков, М. В. Муратов и др., 1974, с. 32 [22].
 26. «...не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформиро- вались один или несколько генетических типов, но и сами осадки, обладающие соответствующим определенным комплексом первич- ных (генетических) признаков (условия + осадок)». П. П. Тимофе- ев, 1975, с. 187 [34].
 27. «...горная порода (или осадок), обладающая определенными гене- тическими признаками (литологическим составом, текстурой, остат- ками фауны или флоры и др.), отражающими условия или обста- новку ее накопления». А. Ф. Якушова, 1978, с. 238 [44].
 28. «...выражение единства условий (обстановки) осадкообразования и возникающего под их воздействием осадка». И. О. Мурдмаа, 1979, с. 269 [19].
 29. «...все литологические и палеонтологические характеристики, при- сущие осадочному образованию, она отражает связь между отло- жениями и условиями их формирования». Дж. Гринсмит, 1981, с. 10 [9].
 30. «...геологическое тело, возникшее в результате накопления отложе- ний в определенных (одних и тех же) условиях». М. С. Дюфур, 1981, с. 64 [12].
 31. «...единица территории с относительно однородными условиями об- разования литотипов». А. В. Македонов, 1981, с. 136 [17].
 32. «...аспект или характерная особенность осадка в пределах пласта одного и того же возраста». Ф. Дж. Петтиджон, 1981, с. 655 [25].
 33. «...седиментационная единица, определяемая суммой всех первич- ных характеристик; это результат накопления в данной конкретной обстановке». Г. Э. Гейнек и И. Б. Сингх, 1981, с. 9 [27].
 34. «...любая ограниченная по площади часть определенной стратигра- фической единицы, которой присущи черты, существенно отличаю- щиеся от характеристик других частей этой же толщи». Р. К. Сел- ли, 1981, с. 240, со ссылкой на Р. Мура, 1949 [30].
 35. «...отложения, различающиеся составом и условиями образования от соседних разновозрастных отложений» (определение, принятое в данной статье).

1. *Архангельский А. Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России.— В кн.: Материалы для геологии России. Т. XXV. 1912, с. 631.
2. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
3. *Борисяк А. А.* Курс исторической геологии. СПб: Госиздат, 1922, 452 с.
4. *Ботвинкина Л. Н.* Фации и генетический анализ различных отложений.— В кн.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 20—27 (тр. ИГН АН КазССР, т. 36).
5. *Вассович Н. Б.* Эволюция представлений о геологических фациях.— В кн.: Литологический сборник. Т. 1. Л—М.: Гостоптехиздат, 1948, с. 13—44.
6. *Воронин Ю. А., Еганов Э. А.* Фации и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий в геологии). Новосибирск: Наука, 1972, 120 с.
7. *Головкинский Н. А.* О послетретичных образованиях по Волге в ее среднем течении. Казань: 1865, 75 с.
8. *Головкинский Н. А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. 1868.— В кн.: Материалы для геологии России. т. I, 1869, с. 273—415.
9. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981, 253 с.
10. *Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л.* Литологические исследования в Бурейском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949, 306 с.
11. *Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л.* О понятиях «фациальный анализ» и «фация».— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5, с. 131—136.
12. *Дюфур М. С.* Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализов. Изд-во ЛГУ, 1981, 160 с.
13. *Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 332 с., 1960, 347 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 15).
14. *Иностранцев А. А.* Геология. Т. 1. СПб, 1889, 576 с.
15. *Крашенинников Г. Ф.* Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 3—13.
16. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974, 400 с.
17. *Македонов А. В.* О типизации и систематике осадочных пород и фаций.— В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Тез. докл. Новосибирск, 1981, с. 136—137.
18. *Маркевич В. П.* Понятие «фация». М.: Изд-во АН СССР, 1957, 89 с.
19. *Мурдмаа И. О.* Океанские фации.— В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М.: Наука, 1979, с. 269—306.
20. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. М.—Л.: ГОНТИ. Изд. 1, 1932, 208 с.; изд. 2, 1933, 283 с.
21. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 534 с. Т. 2, 1956, 393 с.
22. *Немков Г. И., Муратов М. В., Гречишникова И. А. и др.* Историческая геология. М.: Недра, 1974, 319 с.
23. *Павлов А. П.* Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи.— Изв. Геол. комитета, т. 7, № 9, 1888, с. 243—262.
24. *Павлов А. П.* Дополнения редактора к книге Э. Ога «Геология». М—Л.: ГОНТИ. 1938, с. 127—128.
25. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981, 752 с.
26. *Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В. и др.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963, 714 с.
27. *Рейнек Г. Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. Пер. с англ. М.: Недра, 1981, 440 с.
28. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969, 704 с.
29. *Севастьянов А.* Геогнозия или наука о горах и горных породах. СПб: Изд. А. Севастьянова, 1810, 350 с.
30. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981, 371 с.
31. *Страхов Н. М.* Основы исторической геологии. Ч. I. М.: Госгеолиздат, 1948, 253 с.
32. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. М.: Наука, 1971, 523 с.
33. *Теодорович Г. И.* Учение об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). Л.: Гостоптехиздат, 1958, 572 с.
34. *Тимофеев П. П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 182—190.
35. *Тимофеев П. П.* Основные проблемы современной литологии.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. (Тез. докл.). М.: Наука, 1979, с. 1—8.
36. *Тимофеев П. П.* Советская литология и пути ее развития.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 6—20.
37. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук. МГУ, 1981, 35 с.
38. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, 511 с.
39. *Хаин В. Е.* Опыт сопоставления основных систем геологических понятий.— В кн.: История и методология естественных наук. Вып. XXIII. Геология. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 8—11.

40. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966, 240 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 161).
41. Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений.— В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 5—27 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 350).
42. Шатский Н. С. О геологических формациях (доклад 22.3.1954).— В кн.: Н. С. Шатский. Избранные труды. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 7—12.
43. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. Доклады. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
44. Якушова А. Ф. Геология с элементами геоморфологии. Изд-во МГУ. 1978. 444 с.
45. Chrobok S., Kautzsch E., Meier R. Fazies und Milieu — Grundprobleme ihrer Individualisierung und Typisierung.— In: Rep. of the XXIII Session of the Int. Geol. Congr., Sect. 8. Prague, 1968, p. 137—146.
46. Dacqué E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Iena, 1915. 449 S.
47. Franke D. Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation: der Begriff Fazies.— Zeitschrift angew. Geol., 1963, B. 9, № 1, S. 39—45; № 2, S. 97—102; № 3, S. 153—157.
48. Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Neue Denkschr. der Allg.—Schweiz. Gesellsch. der Naturwissenschaften. Neuchatel. 1838, B. 2, S. 1—112; 1840, B. 4, S. 113—240; 1841, B. 5, S. 245—349.
49. Haug E. Traité de géologie, Paris, 1907. 538 p.
50. Moore R. C. Meaning of facies. Sedimentary facies in geologic history.— Geol. Soc. Amer., 1949, Memoir 39. June 17. p. 1—34.
51. Naumann C. F. Lehrbuch der Geognosie B. 2. Leipzig, 1854, 1222 S.
52. Sloss L. L. Concepts and applications of stratigraphic facies in North America. In: Rep. of the XXI Sess. Int. Geol. Congr., Pt 12. Copenhagen, 1960, p. 7—18.
53. Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Theile 1—3. Jena, 1893—1894, 1055 S.

МГУ

Поступила в редакцию
1.IV.1983

УДК 549 : 551.77.553 : 45(571.56)

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

ШУР В. И., ПАТЫК-КАРА Н. Г.

Исследованы минеральные ассоциации кайнозойских отложений оловорудных районов Восточной Якутии. Установлена высокая информативность шлихо-минералогических исследований для целей поисков и оценки эндогенного оруденения на различных стадиях геологосъемочных и поисковых работ. Эти выводы иллюстрируются на примере трех различных по геологоструктурным особенностям оловоносных районов Верхояно-Колымской складчатой системы (Восточная Якутия). Рассмотрен вариант автоматизированной обработки данных шлихового опробования.

Основы генетической минералогии россыпей и металлоносных отложений были заложены в работах К. Рейнборса и К. Миллера, А. А. Кухаренко, В. П. Батурина. А. А. Кухаренко [8] было показано, что минеральные ассоциации россыпей отражая в трансформированном виде особенности геологического строения области питания, несут в себе влияние четырех основных факторов: состава вмещающих горных пород и рудных месторождений, характера и интенсивности разрушения пород, условий транспортировки обломочного материала агентами денудации, процесса эпигенетического преобразования осадков. При этом общей тенденцией является известное упрощение и обеднение минеральных ассоциаций в обломочных отложениях по сравнению с исходными породами области питания как результат естественной сепарации минералов в условиях выветривания, переноса и переотложения.

Шлихоминералогические исследования, проводимые при оценке рудно-россыпных площадей, являются важнейшей составной частью поисковой минералогии в объеме понятия, предложенного А. И. Гинзбургом, как комплекса исследований, направленных на получение из минералов и минеральных ассоциаций информации, служащей для разработки критериев при поисках и оценке месторождений [4]. При комплексной оценке рудно-россыпных площадей носителями такой информации служат не только сами россыпеобразующие минералы, но и минералы-индикаторы россыпеобразующего оруденения (как прямые, так и косвенные), а также индикаторные ассоциации минералов шлихов, позволяющие определить особенности геологического строения области питания, установить тип коренного источника, уровень его среза, особенности зональности, условия экспонирования. Важнейшими индикаторными свойствами обладают также отдельные типоморфные свойства самих россыпеобразующих минералов и их минералов-спутников.

Вместе с тем в массовом потоке данных, получаемых при шлиховой съемке, проводимой на разных стадиях геологоразведочных работ, происходит значительная потеря информации, обусловленная отсутствием необходимой генетической интерпретации спектров минералов, содержащихся в шлихах. Недостаточная расшифровка данных шлихового опробования зачастую значительно снижает, как подчеркивает А. И. Гинзбург, эффективность шлиховых поисков [4]. В равной мере это относится к оценке как рудных, так и россыпных месторождений [3, 7].

Обобщение данных шлихового опробования, проведенное в результате многолетних исследований в ряде оловоносных районов Восточной Якутии, показывает, что в составе свойственных оловоносным площадям минеральных ассоциаций шлихов можно выделить информативные ин-

дикаторные компоненты, которые могут использоваться в качестве важных поисковых признаков при комплексной оценке рудно-россыпных площадей. Они, как будет показано ниже, могут быть проранжированы в соответствии со своей информативностью, что позволяет использовать автоматизированную обработку информации, получаемой при шлиховом опробовании.

Все разнообразные оловорудные месторождения и проявления Восточной Якутии принадлежат касситерит-пегматитовой (весьма ограниченной), касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и скарновой формациям; в которых выделяются различные минеральные типы [9, 10]. Им свойственно узловое размещение, причем проявления и месторождения в рудно-россыпных узлах группируются относительно выходов или скрытых гранитоидных массивов в горизонтальные ряды многоэтапной зональности, в общем случае — касситерит-кварцевую, сульфидно-турмалиновую, сульфидно-хлоритовую, галенит-сфалеритовую зоны. Все они в той или иной мере проявлены в шлиховом фоне; с первой и второй пространственно совпадают основные россыпные месторождения и проявления.

Пространственная совмещенность оловорудных месторождений и рудопроявлений с массивами гранитов, широкое развитие в пределах оловорудных узлов контактово-метаморфизованных пород обуславливает специфичные для оловорудных районов, зон и узлов ассоциации шлиховых минералов, источниками которых являлись как сами рудные месторождения, так и вмещающие их интрузивные и осадочные породы. При этом количественные соотношения минералов в тяжелой фракции шлихов в трансформированном виде отражают соотношения объемов вмещающих осадочных и изверженных пород и руд. Существенная часть тяжелых минералов поступает в россыпи района из изверженных горных пород в основном гранитоидного состава; минералы, концентрирующиеся в россыпях, относятся обычно к числу аксессуарных. В их числе анатаз, ильменит, магнетит, топаз, ксенотим, монацит. Осадочные терригенные породы верхоянского комплекса, в том числе контактово-метаморфизованные, поставляют в кайнозойские отложения рутил, брукит, гранат, сфен, циркон, апатит. При этом зерна минералов, поступающих в россыпные проявления из терригенных пород, отличаются хорошей окатанностью [8]. В полях развития контактово-метаморфизованных пород в россыпи поступает также незначительное количество сульфидов и некоторых других рудных минералов.

Влияние отдельных оловорудных месторождений и проявлений сказывается в составе тяжелой фракции шлихов из аллювия обычно на расстоянии сотен метров — первых километров, однако рудно-россыпные узлы и зоны в региональном плане выделяются по наличию сплошных выдержанных ореолов как самого касситерита, так и его минералов-спутников, в общем случае — турмалина, хлорита, гидроокислов железа.

Если коренные источники россыпей относятся к касситерит-кварцевой формации, аллювий обогащен также вольфрамитом, который зачастую встречается в шлихах в количествах, соизмеримых с касситеритом, топазом, поступающим из топаз-кварцевых грейзенов и околожильных пород, шеелитом, который в целом подчинен вольфрамиту и присутствует в шлихах в повышенных содержаниях только в районах развития некоторых типов месторождений сульфидно-кварцевого состава, висмутитом, а также светлыми слюдами (мусковитом или серицитом), флюоритом, иногда магнетитом. В полях развития пегматоидных гранитов шлихи обогащены наряду с касситеритом, который обычно не дает высоких концентраций, флюоритом, турмалином, арсенопиритом.

Характерной особенностью шлихов и концентратов россыпей в районах вскрытия коренных источников касситерит-силикатной формации является постоянное повышенное содержание весьма железистого турмалина, хлорита (тюрингита), а также магнетита при отсутствии топаза, и подчиненных количествах вольфрамита и арсенопирита. В полях

развития рудных тел хлорит-кварцевого состава в шлихах возможна примесь ксенотима, а также минералов кобальта. В шлиховом ореоле месторождений и проявлений касситерито-сульфидного состава наряду с турмалином и хлоритом, которые доминируют в шлихах в зависимости от того, к какому типу (турмалиновому или хлоритовому) относятся руды, возможно присутствие сульфидов — сфалерита, галенита, пирротина и др., а также карбонатов, особенно если вскрытие рудных тел происходит в днище долин или в нижней части склона, что обеспечивает непосредственное поступление в аллювий без длительного переноса и перераспределения этих компонентов.

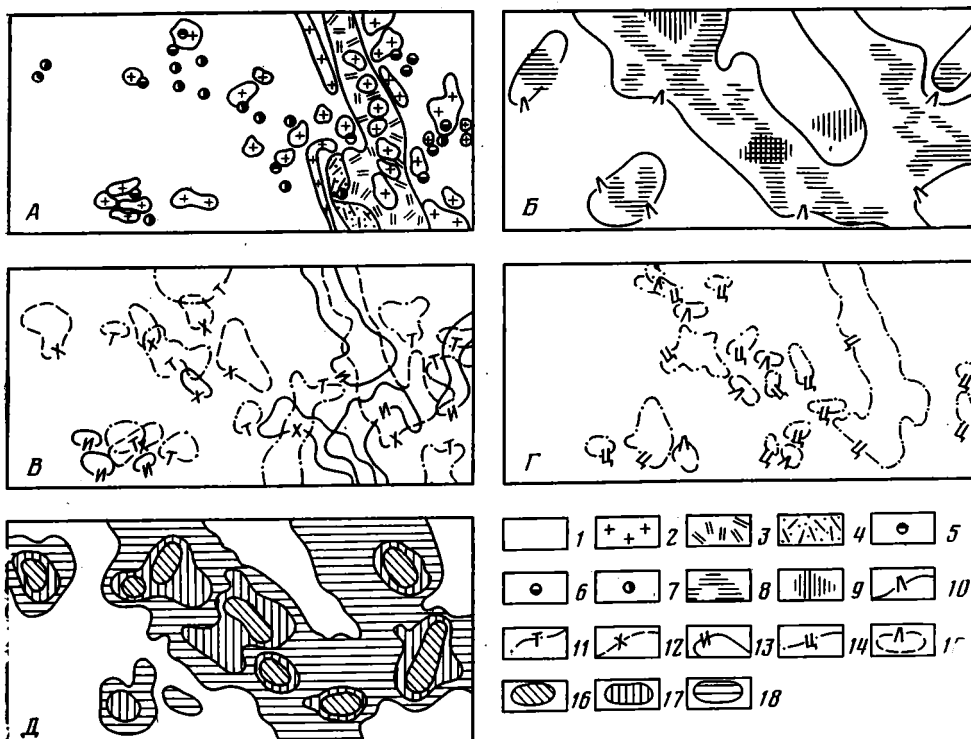
Практически все минеральные типы месторождений касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации сопровождаются довольно широким и устойчивым шлиховым ореолом гидроокислов Fe (в основном лимонита), которые разносятся на расстояние нескольких километров от участка непосредственного поступления в аллювий. При этом часть лимонитов сохраняет реликтовые скелетные структуры, что делает их весьма важным типоморфным минералом при локализации источника питания россыпи и установления его формационной и минеральной принадлежности, на что неоднократно указывалось ранее, в частности по отношению к ореолам лимонита, сопровождающим золоторудные месторождения и проявления [4]. Лимонит образует шлиховые ореолы и в районах развития других типов оловорудных месторождений, в том числе на площадях, где распространены проявления сульфидно-кварцевого типа. Пространственная совмещенность шлиховых ореолов касситерита и гидроокислов Fe может быть использована как важный дополнительный критерий при поисках касситерит-силикатно-сульфидных месторождений.

Эти закономерности могут быть проиллюстрированы на примере трех различных по рангу и по геолого-структурным особенностям оловяносных площадей Верхояно-Колымской складчатой системы — Верхнеиндигирского района, Дербек-Нельгехинской зоны и Чибгалахского олово-вольфрамоносного узла.

Первый район расположен на фланге Иньяли-Дебинского синклиналя, в области развития терригенных геосинклинальных пород триасового и юрского возраста. В составе последних широко развиты кварцево-полевошпатовые, реже кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, иногда известковистые; незначительно распространены известняки и кремнистые породы. Магматические образования представлены последовательно сформированными эффузивными и малыми субвулканическими телами основного состава, липаритовыми субвулканитами, гигантским субвулканическим телом дацитов и интрузиями гранитоидов, в составе которых преобладают биотитовые разности и адамеллиты, а в приконтактных частях и более основные породы, вплоть до диоритов (фиг. 1, а). Более поздними являются мелкозернистые, до средне-мелкозернистых, лейкократовые граниты и дайки аплитов и аплит-пегматитов.

Эндогенная оловянная минерализация пространственно тяготеет к выходам массивов гранитоидов и контролируется разрывными нарушениями, секущими складки терригенных пород. Оруденение относится преимущественно к касситерит-кварцевому и касситерит-сульфидному типам. Более редки вольфрамит-кварцевые, касситерит-силикатные и полиметаллические рудопроявления.

Кайнозойские отложения развиты в основном по долинам и во внутригорных впадинах; наиболее древними среди них являются песчано-супесчаные с редкой галькой и гравием отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена и лимонитизированные галечники и пески среднего — верхнего плиоцена. Основная эпоха россыпеобразования связана с формированием плиоценовых, а также нижнеплейстоценовых доледниковых долин, отложения которых сохранились в зонах относительно опускания или стабильного развития. В пределах последней зоны концентрируются основные россыпные месторождения и россыпепроявления оло-



Фиг. 1. Схема размещения эндогенного оруденения (А) и ореолы россыпеобразующих минералов и минералов-индикаторов в шлихах (Б—Д) в пределах Верхнеиндигирского оловоносного района

1 — триасовые и юрские терригенно-осадочные отложения, перекрытые аллювиальными и склоновыми отложениями преимущественно четвертичного возраста; 2 — биотитовые граниты, гранодиориты, адемиты, гранит-порфиры; 3 — дациты субвулкана; 4 — кислые эффузивы; месторождения и рудопроявления; 5 — вольфрамит-кварцевой формации; 6 — касситерит-кварцевой формации; 7 — касситерит-силикатно-сульфидной формации; ореолы в шлихах; 8 — касситерита, 9 — вольфрамит, 10 — лимонита, 11 — турмалина, 12 — хлорита, 13 — ильменита, 14 — циркона, 15 — лейкоксена; уровень энтропийного поля по данным шлихового опробования, в условных процентах: 16 — <15, 17 — 15—30, 18 — 30—60

ва и вольфрама, представленные, как правило, россыпями неглубокого залегания, локализованными в пределах современных долин, но зачастую связанными с древним аллювием, залегающим под долинным и террасовым комплексами осадков. Шлихоминералогические комплексы района сформированы при разрушении эндогенных рудопроявлений вольфрамит-кварцевой, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной рудных формаций. Как следует из фиг. 1, обособленные оловоносные узлы отчетливо проявляются в шлиховом фоне не только в ореолах касситерита и вольфрамит, но и их минералов-спутников. Среди последних наиболее показателен ореол лимонита, который оконтуривает всю металлоносную площадь, объединяя воедино относительно разбросанные участки повышенного содержания в шлихах основных россыпеобразующих минералов. Ореолы турмалина и хлорита внутри этой площади более локальны — они оконтуривают отдельные рудно-россыпные узлы, причем, как правило, пространственно разобщены, что отражает особенности пространственного расположения рудных тел различного типа. Субвулкан выделяется по контрастному ореолу циркона, отчасти ильменита. Локальные ореолы последних появляются также на участках вскрытия отдельных штоков гранитов и гранодиоритов.

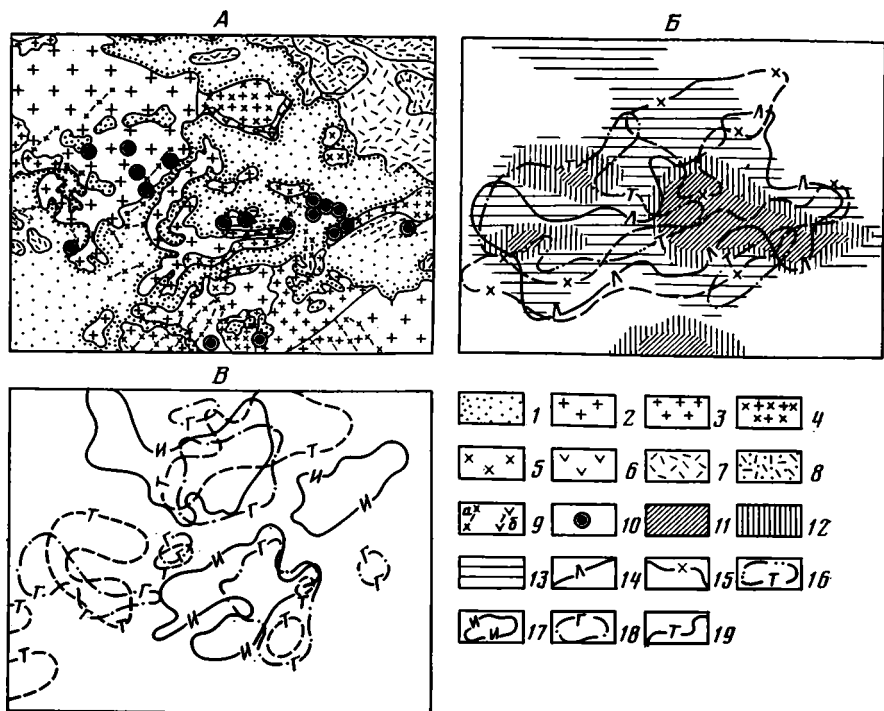
Не менее четко различаются минералогические комплексы кайнозойских отложений в пределах Дербек-Нельгехинской рудной зоны, тектоно-магматической структуры северо-восточного простирания, сложенной песчано-сланцевыми породами верхоянского терригенного комплек-

са. Структура трассируется выходами гранитоидных массивов, серией многочисленных даек и эндогенными рудопроявлениями касситерит-кварцевой, касситерит-сульфидной формаций (турмалинового, хлоритового и галенит-сфалеритового минеральных типов). Менее распространены кварц-карбонатные жилы с галенитом и другими сульфидами. Оловорудные тела представлены минерализованными зонами дробления, кварц-сульфидными и сульфидными жилами, реже штокверкоподобными зонами сложной конфигурации и различной протяженности. Вследствие телескопированного расположения минеральных парагенезисов по падению рудных тел и различной степени их эрозионного среза на поверхности вскрываются подчас рудные тела различного минерального состава и с различной крупностью касситерита не только в пределах рудной зоны в целом, но и в пределах рудных полей отдельных месторождений.

В современном уровне среза в пределах зоны преобладает мелко- и тонкозернистый касситерит ($<0,2-0,1$ мм); значительно реже встречаются рудные тела с более крупным касситеритом. Широкое развитие процессов окисления сульфидного субстрата (до глубины 100—150 м), значительный эрозионный срез рудных полей, благоприятная геолого-геоморфологическая обстановка обусловили поступление в склоновые отложения и аллювий водотоков, дренирующих эти объекты, большой массы касситерита, среди которого преобладают кристаллы и обломки размером $<0,2-0,1$ мм. В шлиховом фоне рудная зона в целом и отдельные рудные узлы фиксируются контрастными ореолами касситерита, реже вольфрамита, а также ореолами турмалина, хлорита, лимонита, ильменита, граната, циркона; локально — ореолами апатита, рутила, лейкоксена, монацита и хромита. Характерно, что в шлихоминералогических ореолах находит отражение горизонтальная зональность эндогенной минерализации вдоль рудной зоны. Так, рудные узлы наиболее эродированного северо-восточного фланга рудной зоны с высокотемпературной минерализацией окаймляются ореолами вольфрамита, который отсутствует на юго-западном, менее эродированном фланге рудной зоны (с более низкотемпературной минерализацией).

Отраженная гипогенная зональность коренных источников в пределах рудных узлов проявляется в шлиховых ореолах турмалина и хлорита, пространственно разобщенных. Если первые окаймляют рудопроявления турмалинового типа касситерит-сульфидной формации, располагающиеся в близинтрузивной зоне, то вторые сопровождают рудопроявления хлоритового типа, локализованные на более значительном удалении от массивов гранитоидов.

Третий рассматриваемый участок представляет Чибгалахский рудно-россыпной узел, входящий в состав зоны, тяготеющей к осевой части главного пояса батолитов. Развитые в его пределах осадочные породы верхоянского терригенного комплекса прорваны крупными интрузивами преимущественно гранитного состава и многочисленными различными по составу и возрасту малыми интрузивами — штоками и дайками (фиг. 2). Эндогенная минерализация пространственно тяготеет здесь к эндо- и экзоконтактам интрузий и представлена жильными грейзенами, турмалин-кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом, минерализованными зонами дробления, штокверковыми зонами, которые сопровождаются непромышленными россыпными проявлениями. Несмотря на подчиненное значение сульфидной минерализации, особенно по сравнению с рассмотренными ранее площадями, в пределах узла фиксируется довольно четкий ореол распространения в шлихах лимонита, сопровождающий рудные тела, локализованные преимущественно в зоне экзоконтакта. Ореолы максимальной контрастности как самого касситерита, так и турмалина, фиксируют отдельные рудные поля и даже рудопроявления. Как и в предыдущих примерах, на внешних флангах рудно-россыпного узла располагаются шлиховые ореолы хлорита, ильменита, топаза, граната, подчеркивая таким образом наличие отраженной зональности в составе шлихоминералогических комплексов.



Фиг. 2. Схема размещения эндогенного оруденения (А) и ореолы россыпеобразующих минералов и минералов-индикаторов в шлихах (Б—Б') в пределах Чибгалахского рудно-россыпного узла

1 — контактово-метаморфизованные триассовые и юрские терригенно-осадочные отложения, частично перекрытые аллювиальными, склоновыми и ледниковыми отложениями преимущественно четвертичного возраста; раннемеловые интрузивные образования; 2 — биотитовые граниты и адамеллиты, 3 — мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты, 4 — гранодиориты, кварцевые диориты; 5 — позднеюрские диориты и диорит-порфиры; позднеюрские субвулканические образования; 6 — андезиты и андезито-дациты, 7 — липариты, липарито-дациты и дациты, 8 — их туфы; 9 — дайки кислого (а) и среднего (б) составов; 10 — рудопроявления олова и вольфрама; ореолы в шлихах: касситерита, характеризующиеся 11 — высокими, 12 — средними, 13 — низкими содержаниями минералов-индикаторов: 14 — лимонита, 15 — хлорита, 16 — турмалина, 17 — ильменита, 18 — граната, 19 — топаза

Важную информацию о типе коренного источника россыпей, уровне его среза, характере отраженной гипогенной зональности в россыпях несет, как было показано Н. З. Евзиковой [5], кристалломорфология самого касситерита в шлиховых ореолах и россыпных проявлениях. Исследования, выполненные в различных оловоносных районах Якутии (Б. Л. Флеров, Т. М. Амичба, И. А. Карякин, Л. Б. Воронина и др.), подтвердили широкие возможности использования кристалломорфологического анализа при решении целого ряда задач в процессе комплексной оценки рудно-россыпных оловоносных площадей.

При изучении кристалломорфологии касситерита в рудах и в россыпях рассматриваемых оловоносных площадей было установлено, что касситерит, поступающий в рыхлые отложения из рудопроявлений грейзенового типа, имеет дипирамидально-призматический облик и обладает совершенной сохранностью кристаллов, среди которых преобладают кристаллы со сложными кристаллографическими формами (дополнительные простые формы на габитусных и других гранях кристаллов).

Большим кристалломорфологическим разнообразием отличается касситерит месторождений кварцевого типа касситерит-кварцевой формации, характеризующийся дипирамидально-призматическим, незначительно удлиненным по {001} габитусом, короткостолбчатым обликом, темно-коричневым, черным цветом, наличием кристаллов со сложными

габитусными формами (комплексные двойники, четверники, сростки и др.), а также почти полным отсутствием зон роста.

Рудные тела касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций поставляют в рыхлые отложения касситерит малой размерности светло-коричневой, медово-желтой, светло-серой окраски, характеризующийся сравнительно узким спектром габитусных форм с преобладанием удлиненных дипирамидально-призматических кристаллов с преимущественным развитием граней пояса призм $\{110\}$, $\{100\}$, $\{430\}$ и острой пирамиды $\{552\}$, $\{771\}$. В шлиховых ореолах наиболее низкотемпературных минеральных ассоциаций касситерит-силикатно-сульфидных месторождений характерны длиннопризматические до игольчатых, индивидуализированные кристаллы касситерита с гладкими гранями.

По данным исследования касситеритов месторождений и проявлений Верхояно-Колымской складчатой системы установлена зависимость кристалломорфологических особенностей касситерита от глубины денудационного среза, сходная с выявленной ранее для Приморья и Дальнего Востока [5, 6]. При оценке уровня среза локальных участков рудно-россыпных полей важна вертикальная кристалломорфологическая зональность, установленная на многих оловорудных месторождениях — уменьшение размеров кристаллов касситеритов, их удлинения, повышение кристалломорфологической балльности в направлении по восстанию рудных тел.

Для целей прогноза эндогенной оловянно-вольфрамовой минерализации и россыпей использован вариант автоматизированной обработки результатов шлихового опробования с использованием ЭВМ. По результатам этой обработки были составлены карты шлихоминералогических комплексов и энтропийного поля. Целевое назначение этих карт — не только определение границ распространения ореолов полезных компонентов и их интенсивности, но и выделение главных индикаторных минералов шлихов, которые в каждом конкретном случае отражают особенности геологического строения и характер рудоносности территории.

Эти задачи решались путем свертки многокомпонентной системы (в каждом шлихе определялось от 20 до 30 минералов) и выделения главных по информативности компонентов на основе «информационной энтропии» К. Шеннона. Теоретические аспекты этого понятия и возможности применения его в геологии рассмотрены в работах [1, 2]. Решаю-

щий алгоритм имеет вид: $H = - \sum_{i=1}^N P_i \log P_i$, где P_i — доля i -го компо-

нента в системе из N компонентов (минералов), а $\sum_{i=1}^N P_i = 1$.

$P_i = \frac{C_i}{C_{\Phi i} \sum_{i=1}^N \frac{C_i}{C_{\Phi i}}}$, где C_i — абсолютное содержание минералов в пробе, а

$C_{\Phi i}$ — их фоновое значение. Величина P_i указывает «вклад» каждого минерала в общий состав шлиха в числах минералогического фона и отражает распределение данного минерала по площади. Определенная числовая характеристика этого показателя позволяет картировать распределение минералов по площади и выделять аномальные участки с заданным уровнем интенсивности.

Программой, составленной для ЭВМ ЕС-1020, был предусмотрен автоматизированный расчет фоновых значений и вывод P_i каждого минерала в порядке их значимости, в результате чего проранжированные минералы образуют информационный минералогический ряд в анализируемой точке. Количество минералов, включенных в этот ряд, соответствует уровню энтропии минералогического поля в данной точке. Энтропийная характеристика минералогического поля может рассматриваться в качестве суммирующего показателя аномальности минерало-

гического состава рыхлых толщ. Отражая формально уровень вариаций содержаний различных минералов от их средних значений по площади, она выступает в качестве меры информации.

В целом по исследованным площадям энтропия колеблется от единиц до 70—80 усл. %. В нашем случае этот интервал разбит на градации: а) <15%, б) 15—30%; в) 30—60%. В соответствии с указанной последовательностью изменения значения энтропии уменьшается аномальность минералогического поля, которая в пределах безрудных площадей стремится к 100%. Такими значениями энтропии характеризовались бы, например, шлиховые пробы, в которых содержание всех определяемых минералов точно соответствовало бы фоновым. В этом случае неопределенность состояния минералогического поля максимальна, а пробы полностью не информативны.

В сочетании с ореолами рассмотренных выше минералов-индикаторов, характеризующих кайнозойские отложения региона, энтропийные поля довольно четко отбивают оловоносные районы, зоны и узлы Восточной Якутии. Так, энтропийные поля с минимальными значениями уровня поля (<15%) соответствуют отдельным оловоносным узлам; более крупные рудоносные структуры оконтуриваются энтропийными полями со значениями до 60% (см. фиг. 1, д). Из фиг. 1, б, д видно также, что внешний контур аномального энтропийного поля в общих чертах повторяет очертания ореола повышенных содержаний лимонита в шлихах, что позволяет считать последний информативным минералом при оконтуривании групп сближенных оловорудных узлов и оловорудных зон. На этом фоне количественные соотношения в шлихах турмалина, хлорита, отчасти топаза несут информацию о типе коренного источника, а структура ореолов ильменита, монацита, циркона, рутила, анатаза, по-видимому, может служить указанием на степень вскрытия контактово-измененных пород и самого интрузива. Итак высокая информативность шлихоминералогических исследований для целей поисков и прогнозирования эндогенного оловянного оруденения и сопровождающих россыпей несомненна. В частности, с использованием данных шлихового опробования уже при мелкомасштабных поисках могут быть выявлены оловоносные узлы; при средне- и крупномасштабных поисках выявляются оловорудные поля и отдельные месторождения. В последнем случае по определенным группам информативных минералов и минеральных ассоциаций в кайнозойских отложениях может быть установлен вероятный тип коренного источника и относительный уровень его вскрытия.

Литература

1. Авситов А. К. Изучение геохимической зональности функции типа энтропии (на примере Вышковского рудного поля Закарпатья).— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и геофизики. Киев: Вища школа, 1971, с. 72—76.
2. Булкин Н. А. Введение в статистическую геохимию. Приложение теории информации к геохимии. Л.: Наука, 1972. 207 с.
3. Быховский Л. З., Гурвич С. И., Патык-Кара Н. Г., Флеров И. Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 253 с.
4. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
5. Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1972, сб. 101, вып. 2, с. 237—249.
6. Карякин И. А. Типоморфные и типохимические особенности касситерита Депутатского месторождения.— В кн.: Кристаллография и минералогия. Л.: Изд. ЛГИ, 1972, с. 200—205.
7. Костерин А. В. Шлихоминералогический и шлихогеохимический методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1972. 124 с.
8. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
9. Флеров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 282 с.
10. Шур В. И., Флеров Б. Л. Олово, вольфрам.— В кн.: Геология СССР. Т. XVIII, Якутская АССР. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1979, с. 198—229.

Центральная комплексная тематическая
экспедиция ПГО «Якутскгеология»

Якутск,
ИМГРЭ
Москва

Поступила в редакцию
18.V.1982

УДК 551.242 : 551.3.053

**О ГЕОДИНАМИЧЕСКИ НЕОБЫЧНЫХ ОБСТАНОВКАХ
ОСАДОЧНОГО ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ
С ПРОЯВЛЕНИЕМ ТЕКТОНО-КЕССОННОГО ЭФФЕКТА**

ГОРЯИНОВ П. М.

Традиционные представления о всех терригенных породах как продуктах классического осадочного цикла: мобилизация — перенос — отложение — не являются универсальными. В ряде случаев обломочные породы образуются вследствие шелушения и дробления пород воздымающихся блоков. Причиной процесса служит тектоно-кессонный механизм — возникновение градиента избыточного напряжения и его разрядка. Отнесение пород, возникающих в результате этого явления, к формации кор выветривания ошибочно. Образование некоторых терригенных пород, а также продуктов низкотемпературной химической переработки связано с глубинным объемным разуплотнением (брекчирование, штокверкообразование, формирование трубчатых тел и колонн магматических пород, камерное пегматито- и карстообразование). Рудные концентрации, ассоциированные с такими образованиями и имеющие облик стратиформных месторождений, скорее всего не являются экзогенными, а завершают эндогенную историю того или иного блока. В связи с этим в прогнозировании некоторых разновидностей стратиформных месторождений наиболее результативными могут оказаться средства и методы, испытанные на типичных эндогенных месторождениях.

Безусловный успех «стратиформной» рудной геологии привлекает к ней все больший круг специалистов, стремящихся выяснить возможности концепции на новых рудных объектах. Следует отметить, что концептуальный аспект и структура проблемы пока в основном ограничиваются рамками морфометрии, учитывающей лишь внешнюю форму или в лучшем случае статические модели рудных тел и рудных процессов. Вопросы источника, мобилизации и причин миграции, вопросы геодинамики процессов рудонакопления, решение которых является неотъемлемой частью учения о рудных месторождениях, для данного типа оруденения по существу неясны. Парадоксом остается то, что для характеристики уже открытых стратиформных месторождений привлекаются литологи и стратиграфы, а для поисков и прогнозирования новых — тектонисты и геофизики. Первые обосновывают и восстанавливают комплекс экзогенных обстановок, служащих как будто бы фоном рудообразования; вторые выявляют гравитационные ступени и флексуры, в том числе, возможно, и конседиментогенные [23], разломы и их узлы, выраженные в физических полях и аномалиях, т. е. в основном все то, что характерно для эндогенных месторождений.

Наиболее серьезным поводом для отнесения месторождения к стратиформному типу служит ассоциация рудных концентраций с образованиями, имеющими облик осадочных пород. Нередко это обстоятельство оказывается более решающим, чем форма рудного тела, далеко не всегда имеющая облик пластовой [45, 46]. Не таит ли подобная «очевидность» ошибки? Всегда ли типичные кластогенные или даже хемогенные образования, а также образования, сопровождаемые рудно-карстовыми явлениями или корами выветривания, соответствуют тому или иному литогенному типу?

Не решить, а завуалировать основные противоречия в подходе к генезису стратиформных месторождений способна, как представляется, идея о полихронности-полигенности оруденения [61]. Речь же должна идти о формировании активного арсенала средств и методов поисков и даже разведки этой важной группы месторождений.

Свое отношение к этому вопросу, с традиционной точки зрения не требующему как будто бы вопросительных знаков, автор сформировал в связи с исследованиями тектоно-кессонного эффекта [14]. Ниже приведено несколько примеров, которые показывают, как при сохранении внешних признаков осадочных (экзогенных) образований — от вещественного состава до условий залегания — главными факторами их генезиса остаются эндогенные явления.

Тектоно-кессонный эффект и его геологическое содержание могут быть охарактеризованы следующим образом. Всякая кристаллическая система, находившаяся в устойчивом равновесии при определенном давлении и выведенная из него на более низкий термодинамический уровень, т. е. в область меньших давлений, подвергается воздействию тектоно-кессонного механизма. Переход из одних условий в другие может сопровождаться как значительным градиентом избыточного давления и скоростью его организации, так и низкими значениями этих параметров, вплоть до минимальных. Скорость организации избыточного давления может означать, что тектоно-кессонный эффект проявляется в режиме резкого или постепенного падения давления. Это приводит либо к концентрированному, либо к рассеянному выделению энергии, хотя количество ее может быть и значительным. Чем меньше скорость организации градиента, тем рассеяннее поток энергии.

Подобное явление должно сопровождаться: 1. В адиабатическом процессе изменением состояния вещества, в частности в субсолидусном пределе температур снижением точки плавления [21], а при более низких температурах — растворения. В случаях, когда возникновение градиента избыточного давления ведет к структурным преобразованиям вещества, оно вызывает появление локальных тепловых аномалий, например при экзотермических фазовых переходах за счет энергии избыточных связей. Термальные аномалии, вызванные уменьшением внутренней энергии кристаллической системы при тектоно-кессонном эффекте могут быть причиной появления «бескорневых» флюидов или гидротерм.

2. Полиморфными превращениями, полимеризацией вещества, которые будут идти за счет поглощения выделившегося тепла.

3. Разуплотнением, объемным разъединением, включая взрывное, а также образованием характерной трехмерной сетки трещин, растрескиванием, шелушением. В этом случае тектоно-кессонный эффект является причиной самопроизвольного, или лиофильного, по П. А. Ребиндеру [49], диспергирования. Диспергирование кристаллических систем, включающее возникновение коллоидных или в целом аморфных фаз, также поглощает выделившуюся энергию [44].

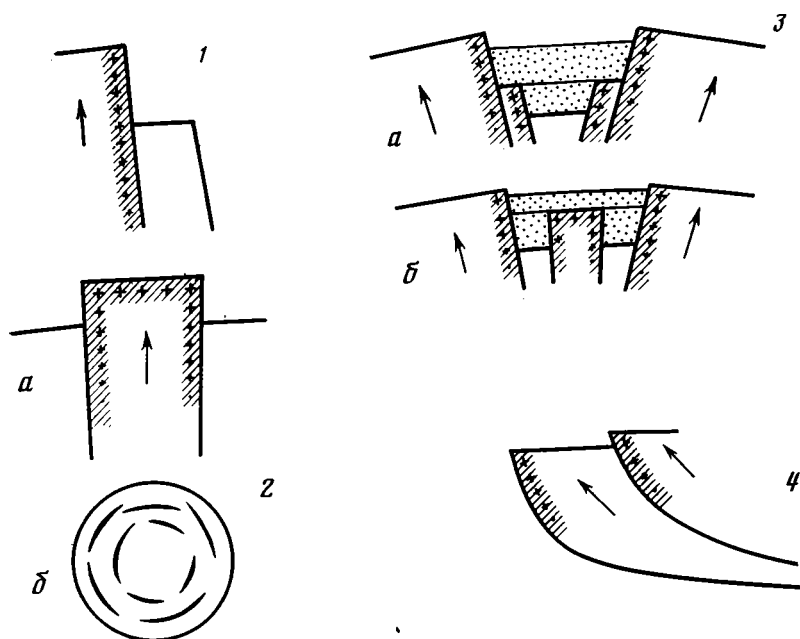
4. Явлениями, которые можно назвать изоморфным упрощением; при этом за счет многокомпонентной фазы выделяется несколько фаз с более простым составом. Естественно, что сумма свободных энергий этих фаз меньше свободной энергии исходной фазы. Нередко эти новые более простые фазы являются и более мобильными.

5. Электролитической диссоциацией систем под воздействием эмиссионного потока, возникающего за счет разрушения связей. В этом может состоять причина высокой реакционной способности систем, которые в прочих условиях ведут себя инертно.

Таким образом, тектоно-кессонный механизм вызывает ряд энергетических инверсий, вследствие которых глубокомантийное разуплотнение может быть отражено в поверхностных процессах.

Очевидно, что чем выше градиент избыточного давления, тем выше величины свободной энергии и тепловых эффектов, сопровождающих тектоно-кессонное разуплотнение. Он в этом случае обуславливает полиморфные превращения, появление выплавов, брекчирование с высокотемпературным расплавленным цементом. Чем ниже градиенты, тем ниже энергетические эффекты: они реализуются в механическом разрушении вещества, смене расплавленного цемента на более низкотемпера-

турный «гидротермальный», иногда же на кластический, но менее грубозернистый. Необходимо отметить, что идея газового прорыва и газовых эксплозий как реакция системы на резкое уменьшение внешнего давления [8, 20, 68, 77] и, наоборот, идея кавитации, схлопывания и обрушения внезапно возникших изолированных камер низкого давления [86] известны давно. Безусловно, они также иллюстрируют тектоно-кессонный эффект. Представляется, что газово-эксплозионный механизм и его роль, в частности, в формировании брекчиевых структур преувели-



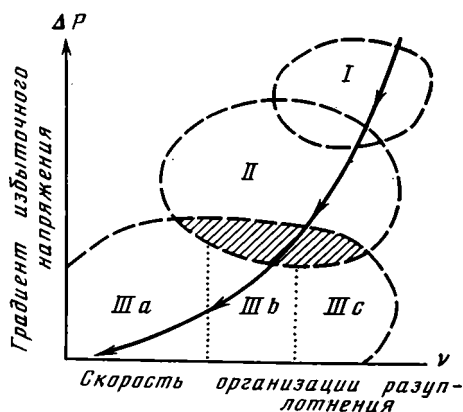
Фиг. 1. Примеры геодинамических обстановок, характерных для проявления тектоно-кессонного эффекта

1 — приподнятый блок по сбросу, возможно, по флексуре; 2, а — общий случай: горст; 2, б — частный случай: магматические колонны центрального типа; 3 — «плечи» рифтов, грабенов, кальдер: а — простой случай, б — случай с центральным блоком (характерен для кальдер): крап — осадки; 4 — фронтальные части тектонических покровов; заштриховано — зоны проявления тектоно-кессонного эффекта; размер крестиков соответствует интенсивности проявления процесса

личены. По крайней мере такой же «эксплозивный» облик имеют ультрамилониты [28, 37, 83], песчаниковые дайки [10, 88] и даже латериты [39, 48].

Механизм процессов, связанных с тектоно-кессонным эффектом, обусловлен неоднородностью блоковых движений. Причем ареной проявления тектоно-кессонного механизма становится либо стык разновысоких блоков со стороны приподнятого блока, либо весь приподнятый блок, т. е. в целом зоны разгрузки тектонических и литостатических напряжений (фиг. 1). Естественно, что из всех уровней зоны разгрузки самый верхний, приповерхностный, будет характеризоваться наименьшими значениями градиентов избыточных напряжений и наименьшими значениями свободной энергии. В этом состоит природа вертикальной зональности зон разгрузки, разуплотнения, диспергирования. К такому же итогу приводит и эволюция таких зон во времени, связанная с затуханием тектонических процессов, с падением амплитуды и градиента избыточных напряжений. Обычно процессы разгрузки напряжений, последние по времени проявления, сопровождаются весьма низкими значениями свободной энергии, которые принято рассматривать в качестве неперменного следствия низкоэнергетических экзогенных процессов.

И только пространственная связь этих процессов с длительно воздымающимися структурами (изометричными в плане магматическими колоннами, «плечами» рифтов с характерным спектром эндогенных геологических процессов и т. п.) позволяет рассматривать подобные «экзогенные» явления как естественное продолжение эндогенной эволюции этих структур. Соотношение «экзогенных» и эндогенных явлений в зависимости от величин градиента избыточных напряжений и скорости его организации, а также предполагаемая траектория активно воздымавшихся и частично сохраняющих эту тенденцию структур показаны на фиг. 2. Эта схема показывает возможный способ энергетических инверсий, вызванных разуплотнением в абиссальных глубинах Земли (зона I). Здесь падение давления может вызвать твердофазные превращения типа тех, которые обуславливают сейсмическую расслабленность [32], а также зарождение мантийных магм типа кимберлитов. В гипабиссальных глубинах могут наблюдаться уже смешанные расплавно-обломочные образования (зона II). В этой зоне наблюдаются разнообразные переходы типа кристалл — стекло, а также типа оливин — серпентин. Зона III —



Фиг. 2. Возможное соотношение образований, связанных с тектоно-кессонным эффектом

I — в зоне абиссальных, II — гипабиссальных и III — малых глубин и поверхности. Линия со стрелками намечает возможный путь энергетических инверсий, вызванных разуплотнением в абиссальных глубинах Земли

самая малоглубинная. Здесь можно наблюдать переходы от так называемых гидротермальных процессов (IIIc — карбонатизация, силикатный или термокарст) до «типичных» экзогенных (IIIб — карбонатный карст, глинизация, в том числе, возможно, и латеритизация). Процесс заканчивается в зоне IIIa с характерным для нее набором процессов диспергирования (шелушение, «стреляние» — формирование обломочного «цемента» пустот и т. п.).

Проследим за явлениями подобного рода на некоторых конкретных примерах.

Хибинский щелочной массив, как и многие другие массивы центрального типа, представляет собой магматическую колонну с отчетливым конусовидным сечением (вершиной вниз). В верхней части массив довольно резко расширяется: его контакты становятся все более пологими. Данное явление широко рас-

пространено и в горной механике носит название дилатансия — расширение в связи с разуплотнением [65]. Массив на протяжении всей своей истории испытывает тенденцию к воздыманию, быстрому в начальной стадии, о чем свидетельствуют полигонально-кольцевые разломы («структуры удара на стекле»), и более медленному в послеледниковый период — в среднем около 8 мм в год; доледниковое плато Хибин имеет относительное превышение 800 м [1]. Подземные горные выработки апатитовых рудников вскрывают массив как выше, так и ниже уровня эрозионного вреза. В последнем случае в выработках отмечаются «стреляния» и мощные выбросы горной массы, а также менее катастрофичные явления: разрушение и шелушение стен и кровли. Как убедительно показано Г. А. Марковым [33, 34], эти явления не зависят от глубины выработок и литостатической нагрузки. Деструкция горных пород обусловлена разрядкой избыточных по отношению к ней (нагрузке) напряжений, отнесенных к тектоническим и обусловленным, по мнению Г. А. Маркова, «подпитыванием» (термин Г. А. Маркова) дополнительными напряжениями в процессе непрерывного воздымания массива. В выработках происходит отслаивание и шелушение пород поперек плоскостности. Причем именно массивные, а не трещиноватые (трещины уже

сняли часть напряжений) породы подвержены подобной деструкции. Как отмечает Г. А. Марков, сечение выработок увеличивается за счет отслоения и шелушения стенок, кровли и, видимо, подошвы в 2—3 раза; при этом формируются камеры довольно причудливых форм. Подошва покрывается слоем несортированного материала, в котором преобладает песчано-пелитовая фракция, содержащая, по наблюдениям автора, не более 10—15% гравийно-галечных частиц. В выработках, пройденных два — три года назад, в настоящее время формируются исключительно пелитовые образования. Шахтные водотоки вскрывают в них тонкую и довольно контрастную слоистость.

В этих же условиях возникают натечные минералы группы соды [73], а иногда и виллиомит NaF . Эти соединения отсутствуют или крайне редки для тех частей массива, которые уже «разрядились», т. е. находятся выше уровня эрозионного вреза. В керне, полученном из «напряженной» части массива, через несколько недель, а иногда даже первых дней содово-виллиомитовые натечки формируют характерную текстурную сетку, совершенно отсутствовавшую в свежем керне. Содовая минерализация как самостоятельная фаза в нем также отсутствовала. Порода вспучивается и представляет собой своеобразную слабосцементированную брекчию с содово-виллиомитовым цементом.

Таким образом, имеет место пространственное и временное совмещение деструкции — диспергирования пород и образования кластиков с эндогенным минералообразованием. Но оба процесса протекают за счет аккумулированной породой «эндогенной» энергии¹, хотя продукты их проявления по внешнему облику и сложившемуся к ним подходу относят к экзогенным.

В подобной ситуации, когда со штоками воздымающихся магматических колонн самого разнообразного состава и размера ассоциируют стратиформные месторождения металлов [7, 59], эндогенную природу могут иметь не только металлы, но и вмещающие «осадочные» породы; последние формируются без участия процессов кластического осадочного цикла. Не удивительно, что целый ряд стратиформных месторождений, залегающих в кластитах или даже в хемогенных породах, обладают структурами, строение которых весьма напоминает структуры центрального типа. Так, рудные залежи месторождений Жайремской группы представляют собой «кассетную комбинацию рудно-породных ритмов следующего состава (снизу вверх): 1) градационный известковый песчаник, 2) глинисто-известковый углистый пелит ± рудные слои. Ритмы, подобные дискам, насажены на осевое столбообразное тело...» ([59], с. 21)

Как могут выглядеть «осадочные» породы неосадочного происхождения? Подобный вопрос приходится решать, например, при обсуждении генезиса таких пород, как «осадочные» брекчии, кластические дайки. Что, кажется, может быть общего между эруптивными или эксплозивными брекчиями и осадочными конгломератами, фиксирующими несогласия и перерывы? Вопрос этот оказался далеко не простым и немаловажным, ибо с такими диаметрально противоположными генетическими выводами длительное время подходили к одним и тем же образованиям [40, 75]. Оказалось, что за осадочные конгломераты, залегающие в рифейских песчаниках терской свиты (Кольский полуостров), были приняты эруптивные или эксплозивные, т. е. объемно, трехмерно разединенные брекчии [9]. И если бы не обнаружили секущее положение нередко ветвящихся жил «конгломератов», они продолжали бы служить стратиграфическим репером в разрезе рифейских отложений [40]. В другой работе генезис этих псевдоконгломератов связывается не с эруптивным процессом, а с тектоническим дроблением в зонах разломов [56]: секущее положение и отсутствие поблизости каких-либо эруптивных или эксплозивных центров оттеснили на второй план текстур-

¹ В этой связи могут представить интерес и найти некоторое объяснение проявления термальных вод, углеводородных газов, а также включений битумов в породах Хибин.

ные особенности брекчий. Заметим, что при совершенно однотипном характере текстур брекчиевые образования с расплавленным цементом вблизи интрузий относятся к эруптивным, они же, но не так тесно привязанные к контактам интрузивов, — к эксплозивным [36], а брекчии с такой же текстурой, но с кластическим, хемогенным цементом — к тектоническим, осадочным, выщелачивания, метасоматическим, обрушения и даже элювиальным [13, 24, 25, 29, 48, 51—53, 68, 74, 77, 87].

Возвращаясь к кластическим дайкам, отметим, что кроме характерного эксплозивноподобного строения этих обломочных пород для них характерны скопления жил, иногда образующие типичные изометричные штокверки, характерные для многих эндогенных месторождений, приуроченных к воздымающимся структурам, в том числе и типично магматическим (см. фиг. 1, 2, а, б) [70]. Е. Ш. Хиллс привлекает для их объяснения механизм нагнетания и инъекции обломочного материала вследствие упругого расширения флюидов в порах этих пород, находившихся под значительной нагрузкой. Р. Шрок [88] допускает, кроме того, влияние газов и флюидов, отделенных от интрузивов. Интересно, что к типу кластических даек он относит валунные дайки округа Тинтик, а также брекчию Садбери. Последняя неотделима от всего центрального комплекса [63], а по мнению ряда авторов имеет астроблемное происхождение [80, 85]. Другие же геологи, несмотря на округлость обломков из валунных и гальковых даек, называют их брекчиевыми [8].

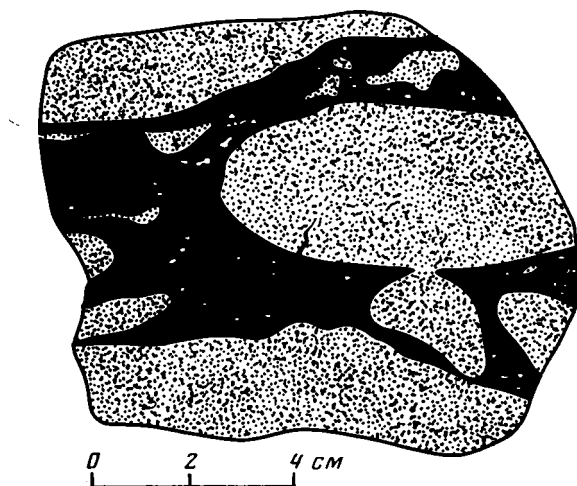
Представляется, что из поля зрения геологов выпала одна из важнейших особенностей текстуры кластических даек — это практически полное отсутствие какой-либо ориентировки внутри даек независимо от их мощности. Не ориентированы не только обломки, но и тонкий кластический цемент [8, 10, 12, 57, 58, 70—72, 84, 88]. Удивительно, что точно такой же особенностью обладают многие ультрамилониты, в том числе и псевдотахиллиты, возникновение которых связывают с расплавлением и растиранием при вязком трении [28, 31, 37]. Поэтому ни в том, ни в другом случае модель пассивного участия вещества в ориентированном, направленном движении неудовлетворительна. Создается впечатление, что источник перемещения материала по дайке заключен в самом материале.

Как было отмечено, в процессе самопроизвольного диспергирования, вызванного тектоно-кессонным эффектом, внутренняя энергия вещества переходит в поверхностную энергию новых дисперсных фаз. Если процесс диспергирования идет с поглощением энергии, то в процессе смачивания за счет уменьшения поверхностной энергии последняя выделяется [66]. В соответствии с представлениями, развитыми П. А. Ребиндером [43, 49, 50], такое уменьшение поверхностной энергии способствует уменьшению прочности твердых тел, облегчает разрушение или пластичное течение. При больших перенапряжениях в присутствии активированных указанным образом жидкостей наблюдается ветвление трещин, всасывание в них активированной флюидно-дисперсной массы. При достижении предела прочности «сухой» породы трещина отрывается от жидкой фазы и растет с большой скоростью [44]. Таким образом, дисперсная фаза обладает «собственным» энергетическим ресурсом, инверсия которого способна создать не только объемы для ее размещения, но и транспортировать эту массу. Характерен пример внезапного выброса пыли, создавшего впечатление пылевоздушной струи [11]. О. Гейтс допускает, что подобным образом могут возникнуть брекчии при искусственных выемках полостей. Внезапным выбросом объяснить образование брекчиевых жил и трубок, как он считает, нельзя.

Особенно следует отметить нередко наблюдаемую «окатанность» кластогенов, как будто бы несовместимую со скоротечностью их образования по рассматриваемой модели. Даже тогда, когда округлые обломки относятся к эксплозиям или другим «неосадочным» образованиям, их окатанность обычно связывается с истиранием в процессе транспортировки вдоль какой-либо плоскости. Однако в большинстве случаев преобладает местный состав таких обломков, и расстояние, на ко-

тором они «окатывались», не могло превышать иногда первых метров и даже меньше (не больше мощности пласта, вмещающего эту брекчию). Часто обломки располагаются таким образом, что они лишь несколько пространственно разъединены, но не удалены друг от друга и даже не повернуты (явление, характерное для порфировых вкрапленников, которое можно назвать эффектом расплывающихся льдин [27]).

Гальки обычные для ультрамилонитов, в частности для псевдотрахиллитов (фиг. 3). Вместе с тем «окатывание» полностью отвечает геодинамике тектоно-кессонного эффекта, поскольку избыточные напряжения, стекая именно на остроугольные окончания твердых тел, создают наи-



Фиг. 3. Округлые галькоподобные фрагменты брекчин амфиболита в псевдотрахиллите. Рисунок образца. Восточное побережье Байкала. Черное — псевдотрахиллит. По Л. И. Салопу [54]

высшие градиенты. В результате обломки породы начинают шелушиться на острых углах, освобождаясь от сконцентрированных здесь избыточных напряжений [5, 53].

Поэтому не исключено, что приуроченность скоплений таких металлов, как U, Au, Cu и др., к кластогенным образованиям типа конгломератов можно трактовать неоднозначно при решении вопроса об участии рудных растворов в осадочном цикле: и вмещающие конгломераты, и само рудное вещество могут быть неосадочного происхождения. В этом случае они будут связаны с проявлениями таких эндогенных факторов, как, например, неоднородно-блоковый подъем структуры, имевшей длительную эндогенную предысторию, в условиях самых верхних частей коры. Естественно, что такая же неоднозначность распространяется и на пески как источник россыпей. В этой связи представляется исключительно важным вывод о наличии лавинной стадии разрушения коренных пород, содержащих золотые вросстки [78]. Распадом породы сразу на несколько обломков различной крупности объясняется великолепная сохранность образцов золота ажурно-каркасной структуры [79] в аллювии с его активной динамикой. Наиболее подходящей моделью одновременного разрушения породы во всем или значительном ее объеме является тектоно-кессонный эффект. Не случайно поэтому стыки разновысоких блоков, такие, как края платформ (см. фиг. 1, 1), представляют интерес для продуктивного алмазного россыпеобразования [47], а россыпи золота тяготеют к зонам с устойчивыми умеренными поднятиями [18].

К подобным «осадочным» кластогенам могут быть отнесены и некоторые другие образования. Так, на склонах конусов действующих вулканов Камчатки, например Ксудач, Шивелуч, встречаются глыбы выдав-

ленных из жерловины андезитов. Некоторые из них буквально в течение года в процессе шелушения превращаются в граувакковую дресву. Временные водотоки вскрывают многометровые разрезы свежих граувакковых отложений, которые не имели никакого отношения к процессам, характерным для осадочной триады: выветривание — перенос — отложение. Думается, что столь тесную связь граувакк с вулканическими комплексами легче объяснить действием тектоно-кессонного механизма, чем традиционным процессом осадконакопления. Также с позиций тектоно-кессонного пороодообразования может быть объяснено и формирование аркозов; в этом отношении приуроченность аркозовых толщ, с одной стороны, и гипабиссальных гранитных штоков с активной тенденцией к воздыманию — с другой, к орогенным этапам развития подвижных областей не представляется случайной. Довольно устойчивый и быстрый подъем гранитных штоков и колонн обуславливает их диспергирование и формирование «осадочных» пород, имеющих невысокую степень сортированности и ничтожную окатанность зерен. В орогенных областях, например в Казахстане, довольно обычны случаи, когда два смежных гранитных массива одного состава имеют различную выветренность: один до значительной глубины затронут развитием элювиальных дресвяников, другой — совершенно свежий. Первый массив — это активно и, как правило, длительное время воздымающаяся структура: перекрывающие его осадки при приближении к его своду уменьшаются в мощности [7, 81, 82]. Очевидно, что «выветренность» подобных массивов не имеет экзогенного происхождения. Она исходит от тенденций массива к вертикальному движению, поднятию, т. е. от его эндогенной предыстории. Эндогенный энергетический аккумулятор, а им по существу и является постепенно воздымающаяся колонна, разряжается; на самых верхних уровнях количество инвертирующей энергии падает настолько, что соответствующие ему (количеству энергии) геологические процессы характеризуются рядом признаков, присущих экзогенезу.

Очевидно, что, сравнивая эти два массива — «живой», сохраняющий тенденцию к воздыманию, и «отмерший» — легко наметить некоторую ретроспективу. Первый массив потенциально обладает более активной металлогенической предысторией. С ними, вероятнее всего, и могут быть связаны низкотемпературные месторождения, приуроченные к «осадочным» образованиям, т. е. стратиформные. Второй массив во все моменты своего становления не испытывал вертикальных движений и поэтому не был подвержен ни разуплотнению, ни воздействию расплавных или флюидных фракций более поздних поколений. Не случайно в качестве поисковых критериев рудоносности типично эндогенных структур используются характерные «экзогенные» околорудные изменения [2, 11, 20, 30, 84]. Не случайно поэтому во втором массиве не обнаруживаются низкотемпературные, «экзогенные» изменения. Поэтому он и менее перспективен для поисков рудопроявлений.

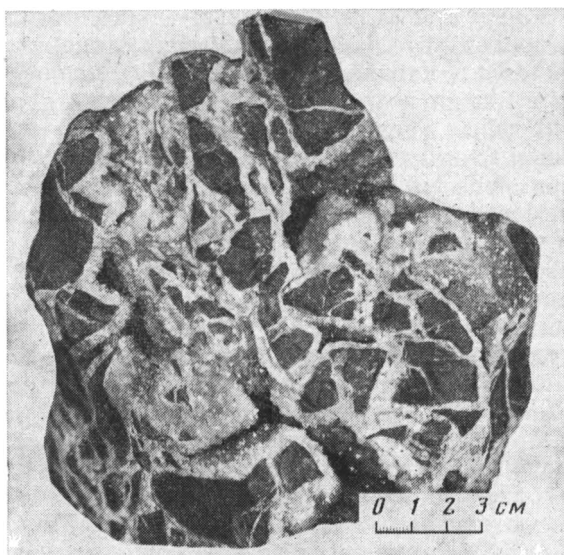
В свете изложенного нам не кажется столь очевидным отнесение группы так называемых элювиальных (кор выветривания) и карстовых рудных накоплений к типичным экзогенным образованиям. Так, например, тяготение элювия к длительно воздымающимся блокам (в которых и происходит разрядка избыточных напряжений и выделение аккумулярованной энергии), а не формирование обширных покровов, индифферентных к блоковым движениям, может указывать на то, что в их становлении основной энергетический вклад приходится на эндогенные процессы. Вполне понятна приуроченность низкотемпературных образований («кор выветривания») к интенсивно воздымающимся колоннам массивов центрального типа, в то время как окружающие их породы, не вовлеченные массивом в вертикальные движения, остаются совершенно неизменными [3, 19]. Так, например, франколито-сунгулито-вермикулитовые образования, относимые к «кормам выветривания», развиты лишь в пределах Ковдорского массива ультраосновных — щелочных пород; за его пределами вмещающие гнейсы не изменены [3]. Для другого аналогичного массива — Кантозерского — описан монтмориллонит

[4]. Ассоциация низкотемпературных образований («кор выветривания») с изометричными структурами магматической природы, в том числе с трубчатыми взрывными сооружениями [8, 69, 76, 77], субвулканическими штоками [3, 19, 68], штокверковыми зонами [20] не является случайной. Так, Т. С. Ловеринг [30] в округе Тинтик штата Юта описывает столбообразные тела, сложенные галлуазитом, которые пересекают рудомещающие доломиты. Гидротермальный доломит сечется и замещается глинистыми минералами. Здесь устанавливается ранняя и поздняя стадии глинизации. Ранняя характеризуется развитием каолинита на участках интенсивного изменения, а также монтмориллонитовых и бейделлитовых глин. Позднее аргиллитовое изменение располагается вокруг аргиллизированных монзонитов. Устанавливается следующая последовательность глинистых минералов: гидрослюда, каолинит, бейделлит, каолинит, диакит. Они предшествуют позднему кварцу и бариту. Самая поздняя безрудная стадия диагностируется по наличию каолинитовых псевдоморфоз по полевым шпатам, которые секутся кварцевыми жилками.

Перечень примеров можно продолжить. В брекчиевых трубках хр. Шошон в штате Невада в цементе брекчий поздних генераций устанавливается нонтронит [11]. Верхняя приповерхностная зона структуры Дарасуна имеет каолинизированную брекчию; здесь же развиты многочисленные пустотки с друзами кварца [67]. Идентичные образования характерны для штокверка Хинганского оловянного месторождения [20]. В трубчатом теле месторождения Сэкэрымб (СРР) дацит изменен до каолинита. По периферии трубки развиты брекчиевые дайки, где обломки сцементированы «перетертым» глинистым (или иловатым) материалом. В. А. Обручев [38] считал, что это вулканическая грязь, внедрившаяся в трещины. В цементе подобных брекчий устанавливаются переходы обломочных частиц от грубых до уровня пылеватых, глинистых и даже коллоидных. Это характерно, например, для месторождения Стантрж в Югославии, также связанного с трубчатым телом [69]. Здесь крупные обломки заключены в глинистую массу, несущую вкрапленность сульфидов, кремнезем, карбонаты.

Таким образом, возникновение подобных перечисленных образований, обычно воспринимаемых в качестве продуктов выветривания, занимает вполне определенное место в эндогенной предыстории постоянно интрузирующей вверх колонны. И поскольку скорость интрузирования со временем падает до минимума, то и энергетический фон разрядки избыточных напряжений становится более скромным. По крайней мере вертикальная структурно-минералогическая зональность подобных колонн, довольно часто оруденелых, складывается из ассоциаций, которые по приближении к верхним уровням становятся все более низкотемпературными. Не в этом ли объяснение тех удивительных феноменов сочетания «типичных» признаков древних кор выветривания (главным образом явлений глинизации) с признаками их бесспорного глубинного происхождения (жилые и штокверковые формы кор [3, 38], цементирование брекчий типа эруптивных [8, 11], упоминавшаяся выше локализованность «кор», определяемая тесной связью с длительно развивающимися структурами), которые выявила В. Н. Разумова [48]? И не в этом ли причина того, что и ассоциация рудных концентраций с приповерхностными фациями только на основании так называемого здравого смысла является поводом для отнесения их к разряду экзогенных, т. е. стратиформных, причем, несмотря на то, что нередко эти рудные концентрации обладают набором поисковых признаков, неотъемлемо связанных с типично эндогенными месторождениями. Одного привлечения идеи об эндогенном источнике рудного вещества оказывается явно недостаточно; все дело в более или менее содержательной эндогенной предыстории того или иного блока, интрузивного тела. Для того и для другого необходимым фоном «экзогенного» породо- и рудообразования является разрядка неравновесных напряжений и весь комплекс физико-химических явлений, с ней связанный. Думается в этой

связи, что и латеритообразование обнаруживает некую «избирательность» по структурно-тектоническому признаку более явно, чем по климатическому. Так, даже в тропической зоне Африки латериты располагаются либо в антирифтовых блоках Восточно-Африканской рифтовой системы [17], либо по краю и во внутренних зонах Гвинейского центра-мегаблока [15]. В смежных комплексах при сходстве составов пород и климата латеритов нет. Полное геодинамическое оправдание находит приуроченность латеритов к антеклизам, куполовидным структурам [55], особенно структурам центрального типа [16, 39, 41, 48, 60, 76], а в геосинклинальных областях — к отдельным элементам остро-



Фиг. 4. Минерализованные каверны и пустотки в аметистовой брекчии (обломки — кварцит, «цемент» — аметист и сами минерализованные пустотки). Кольский полуостров, терский берег

водужных структур [22, 26], скорее всего фронтальным частям обдувающих пластин (см. фиг. 1, 4).

В сходных геолого-структурных обстановках оказываются разнообразные проявления карста и связанные с ними стратиформные месторождения. Остановимся кратко на этом вопросе. Выше на примере Хибинского массива было показано, что в процессе поднятия и разрядки напряжений искусственные полости в массиве самопроизвольно увеличивают объем за счет шелушения и отслаивания стенок, которые покрываются отложениями соды. Но именно эти процессы и составляют содержание карстообразования: формирование новых, в том числе и полых, объемов и их частичное или полное заполнение. Карстообразование также приурочено к длительно воздымающимся блокам [35, 64]. И дело не в понижении базиса эрозии [64], поскольку в таком случае карстообразование было бы наиболее интенсивным в сильно расчлененном высокогорье. Однако этой закономерности установить не удастся. Показательно, что как рудовмещающее карстообразование, так иногда и «элювиальные» процессы бывают приурочены к одним и тем же структурам [42, 48]: либо к стыку разновысоких блоков, тяготея при этом к приподнятому, либо развиваясь в пределах длительно поднимающихся блоков. Показательно совмещение этих двух процессов на карбонатных массивах центрального типа, где, как считают, кора выветривания совмещается с карстовым процессом [3]. При этом оказывается, что карстовый процесс реализуется не только в карбонатных, но и в силикатных породах. Хорошо развитые карстовые поля имеют строение, во

многом сходное со структурой объемных брекчий или даже штокверков. Полости и зоны цементации приходятся на пространство, как бы соответствующее межбрекчиевой цементации или жильной сетке штокверка [42]. Заметим, что в цементе брекчий, названных мною и И. В. Давиденко объемными, обычны пустотки и каверны, стенки которых нередко выполнены шетками и друзами кристаллов, в том числе и в силикатных породах (фиг. 4). Гомологом подобных образований могут служить камерные пегматиты, «камерная» стадия которых является продолжением типично пегматитовой, эндогенной стадии и по ряду признаков вполне сопоставима с карстообразованием. Не случайно эти два явления постоянно совмещают не только полистадийное химическое растворение и переотложение вещества (с этим связана, в частности, доломитизация карбонатных толщ только в зоне оруденелого карста [6, 62]), но также полистадийное диспергирование пород: возникновение брекчий нескольких поколений, формирование пелито-колломорфной дисперсной массы, накапливающейся в полостях и камерах [39, 48].

С возникновением градиента избыточных напряжений связано не только диспергирование вещества, но и инициирование некоторых химических процессов. Было показано, что в химически и механически равновесной системе нарушение механического равновесия ведет и к химической неравновесности [89]. Новое равновесное механическое состояние можно достичь путем химической диффузии, пластичного течения и даже, по-видимому, инконгруэнтного растворения и расплавления по мере роста градиента избыточного напряжения. Кроме того, диспергирование — это образование частиц с высокой удельной поверхностью, на которой аккумулирована внутренняя энергия минерала. Часть этой энергии выделяется в виде тепла смачивания, а часть — в виде тепла гидратации. Это тепло стимулирует процесс выщелачивания [66], создавая предпосылки для формирования смешанных дисперсно-химических сред. Принято считать, что источником диспергирования как энергоемкого природного процесса является солнечная инсоляция [66], как бы оправдывающая приуроченность многих «экзогенных» процессов к поверхности Земли. Возможно, что кроме упомянутых тектоно-кессонный эффект инициирует и ряд других «экзогенных» процессов. Назовем предположительно оолитообразование. Но не всякий обломок становится центром нарастания концентров, а лишь тот, который в процессе диспергирования стал обладать высокой поверхностной энергией.

В настоящей статье затронуты лишь некоторые, хотя наиболее принципиальные, по мнению автора, аспекты «стратиформной» концепции. Именно те прежде всего, которые исходят от геодинамики процессов рудообразования, а поэтому вносят в концепцию новый, как представляется, конструктивный подход. В его основе — тектоно-кессонный эффект, с помощью которого объясняется возникновение целой группы так называемых экзогенных структурно-вещественных ассоциаций вне связи с классическим экзогенным профилем. Формирование этих ассоциаций, включающих и рудное вещество, использует не только и не столько солнечную энергию, сколько черпает ее непосредственно из субстрата. Разрядка «аккумулятора» осуществляется в процессе разрядки неравновесных, избыточных, напряжений, происходящей в процессе вертикальных движений геоблоков или магматических колонн, т. е. движений, завершающих эндогенную историю геоблоков. Этот механизм может сопровождать и фронтальные зоны надвиговых серий.

В этой связи представляется уместным замечание, что стратиформность некоторых рудных месторождений не может рассматриваться как однозначное доказательство их осадочного происхождения [72]. Представляется оправданным и смещение акцента в поисках и прогнозе с палеогеографических исследований на структурно-геоморфологические, геофизические и тектонические, в том числе и неотектонические, так как нередко геологическая память многих геоблоков хранит информацию о геодинамике процессов рудообразования, что выражается в сохранении тенденций тектонических движений донные.

1. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и Прихлебинской равнины.— Рукопись, деп. ВИНТИ, 1965, № 3264, 244 с.
2. Артыкбаев Т. Д., Асамбеков Т. Д., Нурбаев З. М., Покусавев А. В. Борлинское меднопорфировое месторождение (Северное Прибалхашье).— В кн.: Геология, вещественный состав и закономерности размещения медных месторождений Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата, 1978, с. 116—142.
3. Афанасьев А. П. Минералогия докембрийской коры выветривания Кольского полуострова. М.—Л.: Наука, 1966. 170 с.
4. Афанасьев А. П. Монтмориллониты из коры выветривания Контозерского массива.— В кн.: Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1979, с. 94—98.
5. Бакулин В. Н., Протосеня А. Г. О наличии нелинейных эффектов при распространении волн в горных породах.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 314—316.
6. Барышев А. Н. Фация стратиформных руд в карбонатных породах колчеданно-полиметаллических месторождений (на примере Юго-Западного Гиссара).— В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов и других полезных ископаемых (тез. докл.). Фрунзе, 1981, с. 252—253.
7. Бобохов А. С. Магматогенные брекчии кислого состава колчеданных месторождений Урала. М.: Наука, 1976. 128 с.
8. Бринер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела с эпигенетическими рудными месторождениями.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 649—684.
9. Булах А. Г. Эксплозивные брекчии Турьего полуострова и возраст терской свиты песчаников (Кольский полуостров).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 3, с. 44—53.
10. Гарецкий Р. Г. Кластические дайки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3, с. 81—103.
11. Гейтс О. Брекчиевые трубки в хребте Шошон, Невада.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964, с. 606—648.
12. Герман Л. Л., Деклядо Р. И. Эруптивные дайки конгломератовидных брекчий в Среднем хребте Камчатки.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2, с. 405—408.
13. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
14. Горяинов П. М., Давиденко И. В. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений — важное явление геодинамики.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1212—1215.
15. Давиденко И. В., Зубков В. А. Минералогические зоны и кольцевые структуры Африки. М.: ВИНТИ, 1981. 38 с.
16. Дмитриев Ф. Л., Курочка В. П., Маевская Н. Д. и др. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины в Белоруссии.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 291—302.
17. Добровольский В. В. Коры выветривания Кении.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 1, с. 149—150.
18. Желнин С. Г., Травин Ю. А. Сравнительные особенности геологии россыпей в новейших структурах Северо-Востока СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 169—177.
19. Зинчук Н. Н. О геохимической неоднородности коры выветривания на туфах и туфогенных образованиях Якутии.— Рукопись, деп. ВИНТИ, 1975, № 4258-81. 25 с.
20. Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1959, т. 27, 344 с.
21. Кадик А. А., Френкель М. Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
22. Книппер А. Л., Пуиз-Рифа М. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 42—57.
23. Кондрашенков И. И. О вероятной причине образования наложенных синклинальных структур в связи с проблемой генезиса стратиформных месторождений атасуйского типа.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов и других полезных ископаемых (тез. докл.). Фрунзе, 1981, с. 52—55.
24. Константинов М. М. Генетические типы рудоносных брекчий.— Сов. геология, 1977, № 3, с. 124—129.
25. Коптева В. В. Осадочно-тектонические брекчии «гадиллевской толщи» (Южный Урал).— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 1, с. 55—68.
26. Корин И. З., Финько В. И., Формель-Кортин Ф. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 135—162.
27. Короновский Н. В., Фадеев В. Е., Фрамберг Э. Д. Причины раздробленности минералов-вкрапленников в кислых вулканических породах группы игнимбритов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 5, с. 67—75.
28. Корытов Ф. Я. О жильных милонитах.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1968, № 4, с. 152—153.
29. Кропачев С. М., Палесиоко Б. Л., Шатагин Н. Н. Генезис кластических пород с обломками гранитоидов горы Каменуха (Рудный Алтай).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980, № 8, с. 38—45.

30. *Доверинг Т. С.* Об изменении пород как поисковым признаке на руды в округе Восточный Тинтик, Юта. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 96 с.
31. *Лутц Б. Г.* Псевдотрахилиты Анабарского массива и вопросы их генезиса.— Геол. и геофизика, 1962, № 11, с. 98—102.
32. *Магницкий В. А., Калашикова И. В.* Проблема фазовых переходов в верхней мантии и ее связь с развитием структуры земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 183—192.
33. *Марков Г. А.* Распределение напряжений в северо-восточной части Фенноскандинавии: влияющие факторы и возможность регионального прогноза.— В кн.: Отражение современных полей напряжения и свойств горных пород в состоянии скальных массивов. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1977, с. 49—69.
34. *Марков Г. А.* Напряженное состояние массивов горных пород, проблемы горного давления и значение учета физико-химических процессов.— В кн.: Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Киев. Наук. думка, 1981, с. 73—77.
35. *Матцкова В. А.* Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе Европейской части СССР и некоторые соображения о периоде этих движений.— В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 73—87.
36. *Мерлич Б. В.* Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 46—57.
37. *Наливкина Э. Б., Паламарчук С. Ф.* О псевдотрахилитах Побужья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1957, вып. 21, с. 81—88.
38. *Обручев В. А.* Рудные месторождения. Часть описательная. Л.—М.: ОНТИ НКТП, 1935, с. 19—179.
39. *Огородников О. Н., Гладковский А. К.* Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М.: Наука, 1975. 96 с.
40. *Ожгинский И. С.* Конгломерат Турьего мыса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 1, с. 95—105.
41. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—344.
42. *Пейве А. В.* Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. М.: Изд-во МОИП, 1947. 207 с.
43. *Перцов А. В.* Самопроизвольное диспергирование и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Вып. 13. Киев: Наук. думка, 1981, с. 35—42.
44. *Перцов А. В., Коган Б. С.* Физико-химическая геомеханика.— В кн.: Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Вып. 13. Киев: Наук. думка, 1981, с. 53—65.
45. *Попов В. М.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
46. *Попов В. М.* Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2, с. 89—106.
47. *Прокопчук Б. И.* Зональность размещения алмазных россыпей на древних платформах.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр. XXV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 186—196.
48. *Разумова В. Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 303).
49. *Ребиндер П. А.* Избранные труды. Физико-химическая механика. М.: Наука, 1979. 382 с.
50. *Ребиндер П. А., Шукин Е. Д.* Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения.— Успехи физ. наук, 1972, т. 108, с. 3—42.
51. *Ротман И. П., Гоцишвили В. Г., Апхазава М. И.* О генезисе псевдотрахилитовых текстур месторождения Асрикчай (Малый Кавказ, АзССР).— Зап. ВМО, 1978, т. 107, № 5, с. 602—605.
52. *Рябов В. В., Золотухин В. В.* О псевдотрахилитах Талнахского траппового интрузива на Сибирской платформе.— Геол. и геофизика, 1970, № 3, с. 56—63.
53. *Савин Г. Н.* Распределение напряжений вокруг отверстий. Киев: Наук. думка, 1968. 887 с.
54. *Салоп Л. И.* Псевдотрахилиты из Прибайкалья и Западного Забайкалья и проблема их генезиса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 5, с. 40—56.
55. *Сапожников Д. Г.* Структурно-тектоническая приуроченность латеритных бокситов в СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр. XXV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 110—119.
56. *Сергеев А. С., Сергеева Э. И.* О генезисе псевдоконгломератов в песчаниках турьинской свиты (Кольский полуостров).— Вестн. ЛГУ, 1972, № 18, с. 40—46.
57. *Синяков Е. Я., Афонин Ю. А.* «Галечные дайки» Хинганского оловянного месторождения.— Геол. и геофизика, 1976, № 9, с. 109—115.
58. *Скачедуб Е. А.* Переотложенные брекчии — носитель информации о формировании соляных диапиров Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: Вопросы геологии и геохимии галогенных отложений. Киев. Наук. думка, 1979, с. 99—113.
59. *Скрипченко Н. С.* Фациально-генетическая модель Pb—Zn—Ba ритмично-слоистых месторождений в флишоидах.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр. XXV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 20—33.
60. *Слукин А. Д.* Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской платформе.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 4, с. 121—123.

61. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6, с. 3—15.
62. Смирнов В. И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных рудных месторождений цветных металлов.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр. XXIV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1972, с. 7—20.
63. Смирнов В. И. Метеорная теория происхождения Садбери.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2, с. 3—12.
64. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 322 с.
65. Ставрогин А. Н. Исследование горных пород в сложных напряженных состояниях.— Горн. ж., 1961, № 3, с. 34—39.
66. Тимофеев П. П., Щербakov А. В., Ильин В. А. Энергетика гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 4, с. 5—17.
67. Тимофеевский Д. А. Закономерности локализации и поисковые критерии оруденения Дарасунского типа в Восточном Забайкалье. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 3—21 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 41).
68. Тузовик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974. 208 с.
69. Форган К. Свинцово-цинковое месторождение Странтрэг.— В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1951, с. 447—477.
70. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967, 479 с.
71. Холодов В. Н. Песчаный диампиризм — новая сторона катагенетических процессов. II. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и «горизонтов с включениями» в миоцене Восточного Предкавказья.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 52—63.
72. Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледа Г. А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4, с. 3—15.
73. Хомяков А. П. Новые минералы глубинных зон Ловозерского и Хибинского массивов.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Междунар. геол. конгр. XXVI сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1980, с. 164—169.
74. Царев Д. И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.
75. Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1975. 123 с.
76. Шамина Э. В. Коры выветривания на кимберлитовых породах нижнеоленинской группы полей.— В кн.: Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленевского поднятия. Якутск, 1980, с. 112—119.
77. Шарпенко Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979. 231 с.
78. Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты.— В кн.: Советская геология. Сб. 53. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с. 102—117.
79. Шило Н. А., Шумилов Ю. В. Механизм поведения золота в процессах формирования россыпей Северо-Востока СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. Междунар. геол. конгр. XXV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 156—169.
80. Шорт Н. М. Ударные процессы в геологии.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968, с. 30—67.
81. Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 216 с.
82. Щерба Г. Н., Митряев Н. М., Рожнов А. А. К генезису месторождений атасуйского типа.— В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 3. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1967, с. 149—215.
83. Эбблин К. О катакластической деформации.— Геотектоника, 1976, № 1, с. 45—50.
84. Knutson I., Ferguson J., Roberts W. M. B. et al. Petrogenesis of the copper-bearing breccia pipes, Redbank, Northern Territory, Australia.— Econ. Geol., 1979, v. 74, p. 814—826.
85. Maslowsky A. Mining a meteor crater.— Astronomy, 1981, v. 9, N 4, p. 18—22.
86. Norton D. L., Challes L. M. Breccia pipes-products exolved vapor from magmas.— Econ. Geol., 1975, v. 68, N 4, p. 540—546.
87. Schweizer V. Resedimentare Breccienlagen in den Grauen Esteriensichten (Gipskeuper, km 1) des westlichen Strombergs (Baden-Württemberg).— Ausschluss, 1980, B. 31, H. 7—8, S. 258—269.
88. Shrock R. R. Sequence in layered Rocks. N. Y.: 1948. 507 p.
89. Stephenson O., Ekkstrom T., Bergland S. The relationship between deformation and mineral composition in some fold structures.— GFF. Stockholm, v. 99, p. 198—207.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР
Апатиты

Поступила в редакцию
26.11.1982

УДК 552.5 : 551.761.3(470.62)

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

БОЙКО Н. И., ПУШКАРСКИЙ Е. М.

В пределах Западного Предкавказья среди отложений норийского яруса выделен закономерный ряд последовательно сменяющихся фациальных комплексов и определены зоны интенсивного биогермообразования, представляющие большой интерес с точки зрения выяснения условий осадкообразования и поисков нефти, газа, минеральных вод и высококачественного карбонатного сырья.

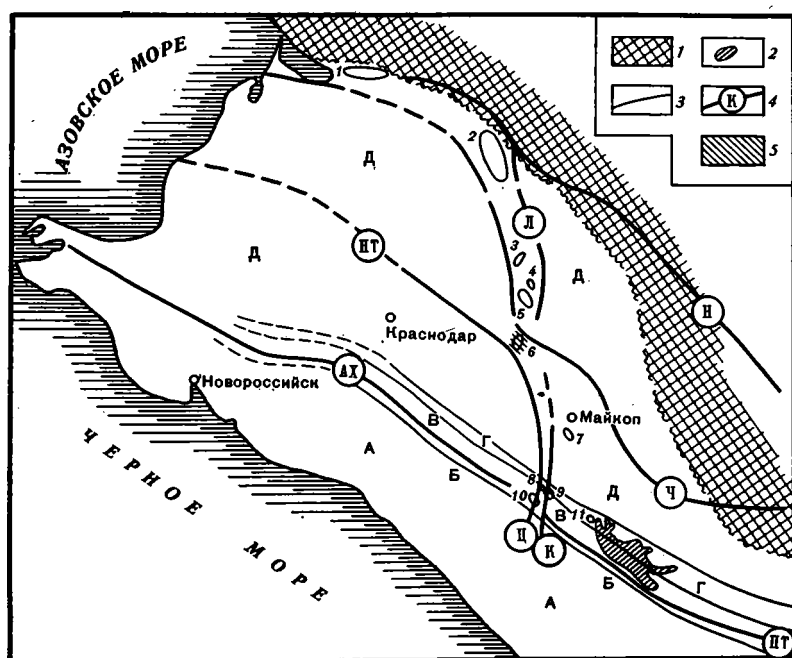
В Западном Предкавказье одним из перспективных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ в настоящее время является верхнетриасовый комплекс отложений. Промышленная его нефтегазоносность установлена в пределах Каневско-Березанского вала на разведочных площадях Челбасская, Каневская и Расшеватская, а проявления углеводородов отмечены на Березанской, Крыловской и других структурах. Однако дальнейшие поисково-разведочные работы сдерживаются отсутствием достоверных знаний о геологическом строении комплекса, литолого-фациальных особенностях его отложений и условиях осадконакопления, определяющих состав и зональность распространения этих образований.

Геологическому строению верхнетриасовых отложений Западного Предкавказья посвящен ряд работ, основывающихся преимущественно или на керновом материале немногочисленных к настоящему времени нефтеразведочных площадей [1, 2, 5, 6, 11, 17], или только на материале по открытой их части [10, 13]. Однако в силу своей локальности, а зачастую и специфичности, они лишены однозначности в решении этого вопроса и полноты его освещения. В настоящей статье в результате детального петрографического, минералогического и механического изучения прежде всего карбонатных отложений норийского яруса в полосе выходов их на дневную поверхность (12 разрезов), а также привлечения имеющегося керна материала по разведочным площадям и тщательной проработки геологических материалов предшествующих исследователей делается попытка выяснения литолого-фациальных особенностей и условий образования этих отложений на всей территории их распространения в Западном Предкавказье. Выполненные исследования позволяют также наметить среди отложений норийского яруса зоны интенсивного биогермообразования, представляющие наибольший интерес с точки зрения выяснения условий их формирования и поисков месторождений нефти и газа. Перспективность органогенных пострек доказана их региональной нефтегазоносностью. Так, в Прикумском нефтегазоносном районе Восточного Предкавказья с рифогенными образованиями триаса связаны месторождения нефти на Урожайненской, Восточной, Зимнеставкинской и других площадях.

В Западном Предкавказье отложения норийского яруса прослеживаются в виде непрерывной полосы выходов на дневную поверхность от р. Малая Лаба на востоке до р. Куна на западе, а еще западнее они слагают отдельные тектонические блоки в среднем и верхнем течении р. Белой. В предгорье Большого Кавказа норийские отложения хорошо выражены в рельефе, образуя известняковый эскарп, а к северу и северо-западу погружаются под толщу более молодых образований. Буровыми скважинами породы норийского яруса вскрыты на нефтеразведочных

площадях в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Каневско-Березанского вала и Тимашевской ступени.

Границами основных структурных элементов Западного Предкавказья являются в большинстве случаев крупные ступенеобразующие разломы палеозойского фундамента [14], оказавшие, в частности, существенное влияние на характер осадконакопления в норийский век. Западно-Кубанский краевой прогиб отделен от северо-западного погру-



Фиг. 1. Схематическая фациальная карта отложений норийского яруса в Западном Предкавказье

1 — области отсутствия отложений норийского яруса; 2 — области выхода на поверхность отложений норийского яруса; 3 — границы фациальных комплексов; 4 — разломы: Ц — Цицинский; К — Курджипский, Ч — Черкесский, Л — Ладожский, Н — Невинномысский, НТ — Новотиторовский, ПТ — Пшекишско-Тырныаузская шовная зона, АХ — Ахтырская шовная зона; 5 — участки интенсивного биогермообразования среди отложений фациального комплекса внутреннего шельфа; фациальные комплексы: А — относительно глубоководных отложений; Б — фронтальных отложений барьерных рифов; В — барьерных рифов; Г — тыловых образований барьерных рифов; Д — внутреннего шельфа; разведочные площади, в пределах которых вскрыты норийские отложения: 1 — Каневская; 2 — Березанская; 3 — Усть-Лабинская; 4 — Ладожская; 5 — Некрасовская; 6 — Великая; 7 — Курджипская; 8 — Безводная; 9 — Краснодагестанская; 10 — Самурская; 11 — Даховская

жения Большого Кавказа Ахтырской шовной зоной [16], а от Тимашевской ступени — Новотиторовским разломом. На востоке прогиб граничит по системе крупных поперечных разломов — Цицинского и Курджипского — с Адыгейско-Карачаевским краевым массивом. Граница этого массива и расположенной севернее Восточно-Кубанской впадины проходит по Черкесскому разлому, а Пшекишско-Тырныаузская шовная зона, являющаяся на востоке продолжением Ахтырской шовной зоны, отделяет его от центральной части Большого Кавказа. Северо-восточной границей Восточно-Кубанской впадины является Невинномысский разлом, отделяющий ее от крупного Ставропольского сводового поднятия, а западной — Ладожский (Гиалинский) разлом, отделяющий ее от Каневско-Березанского вала, пересекающего с северо-запада на юг всю Скифскую плиту (фиг. 1).

Отложения норийского яруса характеризуются относительной пестротой вещественного состава.

В самых южных районах площади распространения, в полосе выходов на дневную поверхность, они представлены в основном терригенными образованиями, которые по направлению к северу фациально замещаются различными типами карбонатных пород. Еще севернее происходит смена карбонатных отложений снова терригенными. Важнейшей характерной особенностью норийских отложений Западного Предкавказья является широкое участие в их строении органогенных построек, среди которых, по классификации И. К. Королюк с соавторами [8], выделяются все разновидности — от биогермов и биостромов до мощных рифовых массивов. Закономерная смена по площади распространения одних типов пород другими, наличие органогенных построек, отражающих конкретные палеогеографическую и структурно-тектоническую обстановки, а также обобщение опубликованного и фондового геологического материала по норийским образованиям позволяют наметить среди них следующие основные фациальные комплексы, имеющие региональное распространение.

А. Относительно глубоководные отложения, представленные флишом чередованием преимущественно терригенных пород. Область накопления — открытая относительно глубоководная зона геосинклинального морского бассейна.

Б. Фронтальные отложения барьерных рифов, представленные терригенными и обломочными известняковыми породами, образовавшимися в верхней части континентального склона, у основания рифогенных построек.

В. Отложения барьерных рифов, характеризующиеся интенсивным биогермообразованием, происходившим на внешнем крае шельфа.

Г. Тыловых образований барьерных рифов, представленные в основном органогенно-детритовыми и разнородными известняками и доломитами. Область отложения — внешняя часть шельфа, непосредственно за барьерными рифами.

Д. Отложения внутреннего шельфа, выраженные преимущественно терригенными породами, которые образовались в условиях мелководного шельфа.

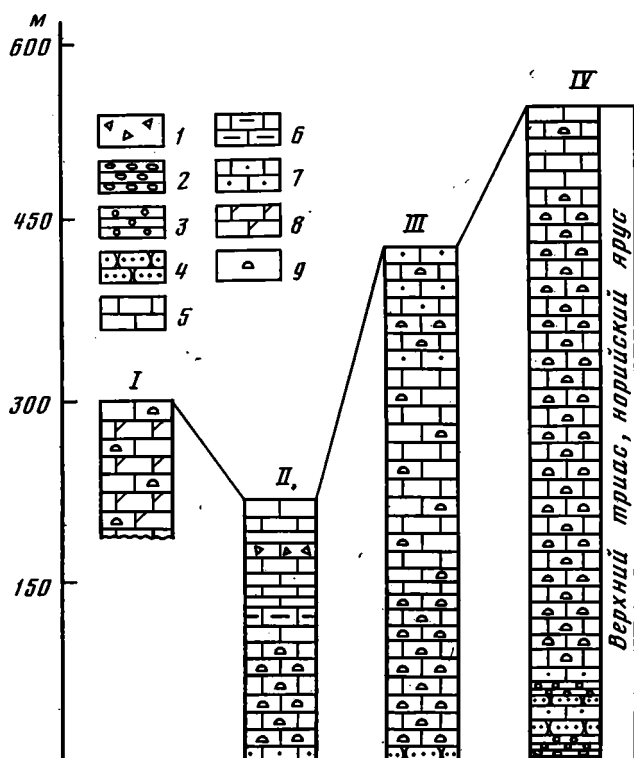
Каждый из выделенных фациальных комплексов отложений характеризуется определенным составом пород, тектоническим положением и условиями распространения (фиг. 1).

Фациальный комплекс относительно глубоководных отложений распространен в пределах геосинклинали Северо-Западного Кавказа. Выходы на дневную поверхность его наблюдаются лишь в Гузерипльской и Чугушской депрессиях, где представлены флишеподобным переслаиванием песчаников, алевролитов и изредка известняков. Песчаники в основном светло-серые, очень крепкие, массивные и грубослоистые, средне-крупнозернистые с примесью обломочного материала псефитовой размерности, преимущественно кварцевые, известковистые. Алевролиты серые и темно-серые, тонкослоистые, слюдястые, известково-песчаные. Известняки темно-серые, крепкие, неравномерно-зернистые, на отдельных участках органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные). Суммарная мощность толщи переслаивания составляет примерно 140 м.

По направлению к Пшекишско-Тырныауской шовной зоне происходит постепенный переход от флишомных относительно глубоководных образований к рифовым массивам внешнего края шельфа. В зоне перехода распространены фронтальные отложения барьерных рифов. Здесь в толще флишомных терригенных отложений увеличивается содержание обломочных карбонатных пород, которые преобладают в разрезах, непосредственно примыкающих со стороны пелагиали к рифовым постройкам. Эти карбонатные породы представлены известняками, в основном коричневатокрасными, очень крепкими, массивными, сильно перекристаллизованными, преимущественно биогермными (коралловодорослевыми). По составу они аналогичны известнякам, слагающим

рифовые массивы, расположенные севернее. Мощных рифогенных брекчий, изученных нами в верхнеюрских образованиях Лагонакской ступени [3], здесь не наблюдается, что объясняется меньшим градиентом тектонических движений внешнего края шельфа и примыкающих к нему участков геосинклинального бассейна, а также более пологим континентальным склоном.

Отложения фациального комплекса барьерных рифов, окаймляющих с севера геосинклинальный бассейн, протягиваются узкой полосой от бассейна р. Малая Лаба до бассейна р. Пшеха (фиг. 2). Основная часть



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов отложений фациального комплекса барьерных рифов норийского яруса в Западном Предкавказье I — брекчия карбонатная; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — известняки песчаные; 8 — доломиты; 9 — органогенные постройки; разрезы: I — пл. Краснодарская; II — р. Куна; III — гора Большой Тхач, IV — хр. Скирда

их погребена под более молодыми осадками. Выходы на дневную поверхность рифогенных известняков наблюдаются лишь на восточной оконечности этой полосы, в междуречье Малая Лаба — Куна. Здесь они составляют хребты Малый Бамбак, Скирда, Агиге, а также отдельные горы: Сундук, Шапка, Большой Тхач, Корыто и др.

Наибольшего развития биогермные образования получили на левобережье Малой Лабы — на хребте Скирда, являющемся рифовым массивом, и в бассейне р. Бугунка. В разрезе норийского яруса хребта Скирда четко выделяются три пачки. Нижняя (до 80 м) сложена кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными прослоями песчаных известняков. Средняя (до 400 м) представлена известняками красными, бурыми, розовыми, зачастую пятнистыми, очень крепкими, массивными, локально брекчиевидными, сильно перекристаллизованными, кавернозными, преимущественно биогермными. Основными биогермообразователями являются водоросли, в меньшей мере кораллы. Из других органических остатков отмечены гидронидные, брахиоподы и губки. Завершает разрез норийского яруса пачка (70 м) извест-

няков красных, с прослоями темно-серых, песчанистых, органогенно-обломочных криноидно-брахиоподовых с отдельными водорослевыми биогермными постройками.

В среднем течении р. Бугунжа фациальный комплекс барьерных рифов слагают (снизу вверх):

- 1) известняки красно-коричневые, очень крепкие, массивные (перекристаллизованные, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), слабоалевритистые 12 м
- 2) известняки в свежем сколе коричневые, на поверхности обнажения светло-серые, местами пятнистые, очень крепкие, массивные, микрозернистые, с реликтами органогенной детритовой структуры, слабоалевритистые 10 м
- 3) известняки пестроокрашенные за счет ассоциации коричневых и белых разностей, с поверхности сильноожелезненные, крепкие, массивные, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), местами биогермные (мшанково-водорослевые) 16 м
- 4) известняки пестроокрашенные, очень крепкие, массивные, на отдельных участках псевдогрубослоистые, микрозернистые, с реликтами органогенно-детритовой структуры, слабоалевритистые 14 м
- 5) известняки темно-коричневые, иногда пятнистые, очень крепкие, массивные, органогенно-пелитоморфные 18 м
- 6) известняки коричневые, местами серые и светло-серые локально ожелезненные, очень крепкие, массивные, перекристаллизованные, органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферовые) 22 м
- 7) известняки пестроокрашенные, крепкие, грубослоистые, микрозернистые с редкими реликтами перекристаллизованного органогенного детрита 7 м
- 8) известняки коричневые, местами пятнистые, крепкие, массивные, пелитоморфно-органогенные 21 м
- 9) известняки светло-коричневые, очень крепкие, массивные, интенсивно перекристаллизованные, органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферовые), локально биогермные (водорослево-коралловые) 19 м
- 10) известняки пестроокрашенные, крепкие, массивные, биогермные (водорослево-мшанково-коралловые) и органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные) 12 м
- 11) задерновано 47 м
- 12) известняки светло-серые с коричневатым оттенком, крепкие, псевдослоистые, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), на отдельных участках биогермные (коралловые) 3 м
- 13) известняки розовые, крепкие, массивные, биогермные (фораминиферово-водорослевые), локально органогенно-детритовые (криноидно-брахиоподовые) 5 м
- 14) задерновано до водораздела 20 м

Таким образом, общая мощность норийских образований в этом разрезе составляет 226 м.

Преимущественно биогермными известняками сложены рифовые массивы верховьев р. Сахрай. Так, на г. Большой Тхач выше темно-серых аргиллитов карнийского яруса залегают:

- 1) песчаники темно-серые, грубослоистые, средне-крупнозернистые неотсортированные, преимущественно кварцевые, алевритисто-глинистые с редкими прослоями серых и темно-серых, разномзернистых, песчанистых известняков 15 м
- 2) известняки бурые, красные, темно-серые, крепкие, массивные и псевдогрубослоистые, сильно перекристаллизованные, преимущественно биогермные (кораллово-водорослевые); на локальных участках наблюдаются скопления остатков рифолюбов — гастропод, брахиопод, криноидных 130 м
- 3) известняки темно-красные, крепкие, грубослоистые, органогенно-детритовые (криноидно-брахиоподовые) с отдельными водорослевыми постройками типа биогермов и биостромов 175 м

4) известняки красные, очень крепкие, массивные, сильно перекристаллизованные, биогермные (водорослевые), в средней части пачки грубослоистые, разнозернистые, песчанистые 110 м

Суммарная мощность отложений фациального комплекса барьерных рифов в данном разрезе достигает 430 м.

В западном направлении, в бассейне р. Куна, биогермные разности известняков слагают отдельные биогермы и биогермные массивы. Так, в левом борту ручья Безымянного, в 1,2 км вверх от места его слияния с р. Куна, обнажаются (снизу вверх):

1) известняки красновато-бурые с многочисленными включениями белых разностей, очень крепкие, массивные, кавернозные (размеры отдельных каверн достигают 10 см), часто с прожилками белого эпигенетического кальцита, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), локально биогермные (водорослево-мшанковые), в основании песчанистые 27 м

2) известняки розовые, крепкие, массивные, с редкими крупными (до 15 см) кавернами, сильно перекристаллизованные, биогермные (мшанково-водорослевые), на отдельных участках органогенно-детритовые (брахиоподово-фораминиферовые) 8 м

3) известняки пестрые за счет ассоциации красных, бурых и белых разностей, массивные, сильно перекристаллизованные, биогермные (водорослевые) и органогенно-детритовые (фораминиферово-брахиоподово-криноидные) 3,5 м

4) известняки бурые с многочисленными белыми включениями различной формы, очень крепкие, массивные и брекчиевидные, мелкозернистые, локально интенсивно перекристаллизованные до мелко-среднезернистых разностей; на отпрепарированной поверхности четко устанавливается биогермная природа известняков 21 м

5) известняки розовые с включениями бурых и серых разностей, массивные, сильно перекристаллизованные, разнозернистые, первично, вероятно, биогермные (водорослевые) 32 м

6) известняки серые с бурым оттенком, крепкие, массивные, кавернозные, разнозернистые, локально биогермные (водорослевые) 11 м

7) известняки красно-бурые с включениями серых разностей, крепкие, массивные, локально трещиноватые, органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферово-спикуловые) 14 м

8) известняки красно-бурые, крепкие, массивные, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), слабоглинистые 16 м

9) известняки бурые, крепкие, массивные, с многочисленными прожилками вторичного белого кальцита, органогенно-пелитоморфные 12 м

10) известняки пятнистые за счет чередования красно-бурых и белых разностей, крепкие, массивные, пелитоморфные с реликтами органогенно-детритовой структуры 28 м

11) по четкой резкой границе известняки слоя 10 перекрываются брекчией, известняковой с грубой псевдослоистостью; размеры обломков от первых сантиметров до десятков сантиметров; по составу известняки обломков аналогичны известнякам слоя 10; в брекчиях часто наблюдаются зоны кальцитизации 10 м

12) известняки пятнистые, псевдо- и грубослоистые, крепкие, органогенно-детритовые (криноидно-спикуловые) 19 м

13) известняки красно-бурые, псевдобрекчиевые, очень крепкие, пелитоморфные, участками органогенно-детритовые 20 м

Общая мощность рифогенных образований верхнего триаса по правому притоку р. Куна составляет 221,5 м.

В междуречье Сахрай-Куна породы норийского яруса образуют две параллельные гряды рифогенных массивов, вытянутые в субмеридиональном направлении. Они ограничивают здесь глубокую со своеобразными условиями осадконакопления впадину размером 3×4 км. При разрушении органогенных построек во впадине образовались направленные

ные к ее центральной части шлейфы брекчий, представленных обломками (до 1—2 м в поперечнике) биогермных известняков.

В западном направлении верхнетриасовые рифогенные образования не обнажаются. Они вскрыты на разведочных площадях Самурская, Краснодарская, Безводная. Представлены они здесь розовыми разнозернистыми, органогенно-обломочными и биогермными (преимущественно водорослево-коралловыми), сильнокавернозными известняками и доломитами. Мощность верхней вскрытой части норийского яруса достигает в этом районе 110 м.

Еще западнее, вплоть до бассейна р. Пшеха, полоса распространения описанных барьерных рифов совпадает с направлением Ахтырской шовной зоны, отделяющей складчатую область Северо-Западного Кавказа от эпигерцинской платформы. Аналогичная приуроченность процессов биогермообразования к этой шовной зоне установлена также для верхнеюрской карбонатной формации [4, 9, 15].

Фациальный комплекс тыловых отложений барьерных рифов непрерывной полосой прослеживается в междуречье Малая Лаба — Куна, локальные выходы его известны также западнее, в среднем течении р. Белой (Руфабгинский купол). Образования этого комплекса вскрыты скважиной № 406 Даховской площади.

Наиболее характерным является разрез комплекса у слияния рек Куна и Сахрай. Здесь обнажается толща (до 110 м) известняков буровато-красных и розовых, крепких, грубослоистых, иногда на поверхности обнажения острооскольчатых, органогенно-детритовых (криноидно-фораминиферово-брахиоподовых) и пелитоморфных, локально перекристаллизованных до разнозернистых. Примесь аллотигенного материала в известняках не превышает 2—3%. В северо-западном направлении происходит некоторое увеличение роли терригенных пород в строении толщи. Так, в скважине № 406 Даховской структуры в ее нижней части залегает пачка (60 м) доломитов серых и темно-серых, изредка красноцветных, крепких, слоистых, разнозернистых, преимущественно песчаных с прослоями песчаников серых и зеленовато-серых, кварцевых среднезернистых. В верхней части разреза (35 м) наблюдаются доломиты серые и светло-серые, локально пестроцветные, слоистые, разнозернистые и органогенно-детритовые, глинистые и алевитистые, по отдельным слоям кремневые.

Фациальный комплекс отложений внутреннего шельфа в современном тектоническом плане развит в пределах северной части Адыгейско-Карачаевского краевого массива, юго-восточного окончания Тимашевской ступени, Каневско-Березанского вала, западного борта Восточно-Кубанской впадины и Западно-Кубанского краевого прогиба.

На Адыгейско-Карачаевском краевом массиве отложения фациального комплекса внутреннего шельфа вскрыты скважиной К-30 у пос. Каменноостовского. В основании толщи залегают крупнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями разнозернистых, песчаных известняков (80 м), переходящие вверх по разрезу в зеленовато-серые алевитистые аргиллиты и серые пелитоморфные известняки (до 260 м). Аналогичные по составу породы выявлены также на Курджипской площади.

На юго-восточном окончании Тимашевской ступени норийские образования вскрыты на площади Великой [2], где на основании анализа фондовых материалов (А. И. Дьяконов, М. В. Корж и др.), а также каротажных диаграмм и кернового материала выделяется мощная толща (875 м) карбонатных пород преимущественно рифогенного происхождения.

В пределах Каневско-Березанского вала шельфовые отложения норийского яруса достоверно установлены на Некрасовской, Березанской и Каневской площадях [2, 7, 12, 17]. На Некрасовской и Березанской структурах, расположенных в южной части вала, они представлены толщей (до 100 м) темно-серых, сильноизвестковистых, в различной степени метаморфизованных аргиллитов, среди которых отмечаются

прослой слюистых алевролитов, известковитых песчаников, глинистых доломитов, серых брекчированных известняков и эффузивных пород. Аналогичные породы установлены также на Ладожской и Усть-Лабинской площадях. Это, несмотря на отсутствие в них руководящей фауны, позволяет условно отнести их к норийскому ярусу.

Севернее отложения фациального комплекса внутреннего шельфа вскрыты многими скважинами Каневской разведочной площади. Выражены они переслаиванием известковистых аргиллитов и алевролитов. В отличие от южных районов Каневско-Березанского вала здесь резко увеличивается примесь псаммитового материала вплоть до появления мощных прослоев песчаников.

Наличие норийских отложений в западном борту Восточно-Кубанской впадины и южной части Западно-Кубанского краевого прогиба подтверждается большими мощностями и характером их распространения в смежных районах Каневско-Березанского вала. В Западно-Кубанском краевои прогибе, несмотря на терригенный характер слагающих его норийских отложений, на локальных антиклинальных структурах вполне возможно наличие крупных органогенных построек, аналогичных постройкам площади Великой.

Анализ вещественного состава отложений норийского яруса показывает, что характер процессов его формирования на рассматриваемой территории был неодинаков. Наряду с палеогеографическими, палеоклиматическими и другими факторами значительное влияние оказывали на него геотектонические особенности развития региона. Их различие в норийский век обусловило определенную дифференциацию процессов осадконакопления на площади бассейна седиментации. В самом общем виде образовавшиеся здесь породы можно разделить на относительно глубоководные, получившие незначительное распространение, и мелководные, занимающие основную площадь распространения норийского яруса (см. фиг. 1). На формирование флишoidных отложений в более глубоководных по сравнению с другими фациальными комплексами условиях указывает прежде всего смена их по литорали мощными рифогенными образованиями со шлейфами рифогенных обломочных пород на южных склонах, направление которых, как известно [4, 9, 14], в общем случае ориентировано в сторону более глубоководного бассейна седиментации с некомпенсированным осадконакоплением. Псефитово-псаммитовый состав фациального комплекса фронтальных отложений барьерных рифов указывает на относительно спокойный (хотя и некомпенсированный) характер прогибания геосинклинальной области.

Наиболее глубоководные отложения, представленные преимущественно флишoidным чередованием терригенных образований, накапливались в типично морском бассейне геосинклинального прогиба Северо-Западного Кавказа.

Мелководные отложения норийского времени накапливались в морском эпиконтинентальном бассейне, расположенном в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Каневско-Березанского вала, западной части Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского краевого прогиба и Тимашевской ступени. Этот бассейн на юге соединялся через приподнятый край Адыгейско-Карачаевского краевого массива в геосинклинальным морем Северо-Западного Кавказа.

Формирование органогенных построек на внешнем крае шельфа контролировалось конседиментационными глубинными разломами фундамента (Пшекишско-Тырныаузской шовной зоны и ее западного продолжения — Ахтырской шовной зоны). Здесь соблюдались те обязательные условия, которые необходимы для жизнедеятельности колониальных бентосных организмов: наличие хорошо прогреваемой, фотосинтезирующей, нормально-соленой мелководной обстановки, отсутствие приноса терригенного материала, расположение на границе с открытой частью бассейна, богатой питательными веществами. Эти условия способствовали компенсационному нарастанию биогермообразователей на внешнем крае шельфа при его устойчивом погружении.

Принадлежность вышеописанных органогенных построек к барьерным рифам подтверждается в первую очередь их положением между относительно глубоководными геосинклинальными и мелководными субплатформенными осадками, приуроченностью к зонам глубинных длительно развивающихся разломов, отделявших геосинклинальный бассейн от платформы. По мнению ряда исследователей [4, 8], барьерная природа рифогенных образований надежно устанавливается также по таким характерным для норийских построек признакам, как их большая мощность, непрерывность разреза, чистота карбонатных пород, а также аналогия с уже установленными рифами барьерного типа.

Непосредственно в зарифовой мелководной, полуизолированной зоне, характеризовавшейся несколько повышенной минерализацией водной среды, происходило формирование в основном хемогенных известняков и первично седиментационно-диагенетических доломитов (фациальный комплекс тыловых образований барьерных рифов).

Накопление фациального комплекса отложений внутреннего шельфа осуществлялось в неглубоком бассейне под воздействием интенсивно разрушавшейся восточной и северной суши. Значительный привнос терригенного материала обусловил формирование здесь различных аллотигенных и переходных от них к карбонатным типов пород. И лишь в южных районах распространения отложений этого комплекса в сводовых частях крупных локальных структур, конседиментационно развивающихся с доюрского времени, в условиях доступа кислорода, лучшей освещенности и, главное, повышенной гидродинамики водной среды создавались благоприятные экологические условия для развития колониальных рифостроящих организмов. К таким локальным структурам относятся Великая и др.

Рифогенные известняки норийского яруса характеризуются высокой эффективной пористостью, достигающей 14—15%. В западной части бассейна (вдоль Ахтырской шовной зоны) они перекрыты мощной толщей глинистых пород нижней — средней юры, а к северу от полосы выходов на дневную поверхность — в основном трансгрессивно налегающими алевролитоглинистыми породами нижнего мела. Высокие емкостные свойства в сочетании с экранирующими крышками позволяют предполагать наличие в биогермных известняках крупных ловушек для аккумуляции нефти, газа, пресных и минеральных вод.

Биогермные известняки норийского яруса, принадлежащие к фациальному комплексу барьерных рифов, отличаются «чистотой» и являются высококачественным сырьем для химической, металлургической, пищевой и других отраслей промышленности. Менее «чистые» разности пород фациального комплекса тыловых отложений барьерных рифов могут найти широкое применение в строительной индустрии.

Литература

1. Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Триасовые и юрские отложения в платформенной части Западного Предкавказья. — В кн.: Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. М.: Недра, 1965, с. 150—160.
2. Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т. и др. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973, 155 с.
3. Бойко Н. И., Седлецкий В. И., Шведов В. Н. Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1, с. 137—144.
4. Бурштар М. С., Арбатов А. А., Чернобров Б. С. Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов. — Геотектоника, 1967, № 3, с. 49—54.
5. Дьяконов А. И., Горлов С. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности юрских и триасовых отложений северного склона Большого Кавказа в междуречье Уруп — Белая. М.: Недра, 1964, с. 45—55 (тр. КФ ВНИИнефть, вып. 13).
6. Егоян В. Л., Ермаков В. А., Куйко К. И. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе Юго-Западного Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 6, с. 1417—1420.
7. Жабрева П. С., Данков Б. С., Юдин Г. Т. Основные черты строения доюрских образований Предкавказья в связи с поисками литологических и стратиграфических ловушек. — В кн.: Вопросы нефтегазоносности мезозоя Предкавказья. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 135—152.

8. *Корольюк И. К., Михайлова М. В., Равикович А. И. и др.* Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 236 с.
9. *Михайлова М. В.* Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа.— В кн.: Ископаемые рифы и методика их исследования. Свердловск, 1968, с. 196—209.
10. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Л.—М.: Геолразведиздат, 1932. 87 с. (Тр. Всесоюз. Геологоразвед., объединения НКТП СССР, вып. 226).
11. *Ростовцев К. О., Аладатов Г. М.* Триасовые отложения Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4, с. 830—833.
12. *Ростовцев К. О., Кипарисова Л. Д., Трусова Е. К. и др.* Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1973. 71 с.
13. *Славин В. И.* Триасовые отложения Кавказско-Карпатской части Тетиса.— В кн.: Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южной биогеографической провинции. М.: 1964, с. 100—108 (Тр. Международн. геол. конгресса, XXII сессия).
14. *Станулис В. А.* К проблеме поисков новых типов крупных газонефтяных скоплений в мезозойских отложениях Северного Кавказа.— В кн.: Некоторые проблемы нефтяной геологии Северного Кавказа. М.: 1970, с. 38—51 (Тр. ВНИГНИ, вып. 100).
15. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 26—43.
16. *Шарданов А. Н.* Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 82—119 (Тр. КФ ВНИИнефть, вып. 3).
17. *Юдин Г. Т., Данков Б. С., Жабрева П. С. и др.* Нефтегазоносность триаса Предкавказья. М.: Наука, 1974. 87 с.

Ростовский госуниверситет

Поступила в редакцию
18.V.1982

УДК 551.71/72 : 519(470.21)

СТРАТИГРАФИЯ ПРОДУКТИВНОЙ СВИТЫ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

КОЛЕСНИКОВ Г. П., БУТЫЛИН В. П., МИШИН В. И., ФИЛИППОВ Н. Б.

На основе изучения литологического состава пород и особенностей циклического строения разреза разработана новая схема стратиграфического расчленения продуктивной свиты Печенгского рудного поля. Образование свиты отвечает крупному осадочно-туфогенному циклу осадконакопления. В разрезе свиты выделено две подсвиты: нижняя, сложенная терригенными породами, и верхняя — существенно туфогенная. Внутри подсвит выделены пачки, отвечающие циклам осадконакопления второго порядка. В нижней подсвите цикличность устанавливается по закономерному изменению гранулометрического состава пород, в верхней — по чередованию горизонтов туфов и смешанных туфогенно-осадочных образований. Приводится математическая модель строения разреза, которая хорошо согласуется с геологическими данными.

Продуктивная свита располагается в верхней части разреза нижне-протерозойского печенгского осадочно-вулканогенного комплекса и сложена метаморфизованными терригенными и туфогенными породами фации зеленых сланцев, вмещающими тела габбро-диабазов и никеле-носных базит-гипербазитов. Хотя образования свиты претерпели метаморфические изменения, первичная осадочная или туфогенная природа пород определяется, как правило, однозначно по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу. Поэтому в дальнейшем изложении мы будем использовать номенклатуру неметаморфизованных пород.

В настоящее время опубликованы три детальные схемы расчленения свиты [1, 8, 9]. Кроме того, строение разреза рассмотрено в работах [4—6].

Однако несмотря на высокую степень изученности района, вопросы стратиграфии свиты до сих пор дискуссионны и решаются разными авторами неоднозначно.

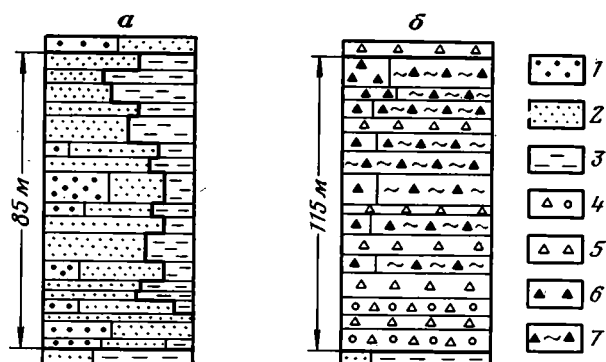
В 1977—1980 гг. на территории Печенгского рудного поля были проведены детальные литолого-стратиграфические исследования пород продуктивной свиты. Эти работы проводились в рамках комплексного изучения дальнейших перспектив рудоносности района и дали обширный фактический материал, который позволяет пересмотреть существующие представления о стратиграфии свиты. Необходимость этого диктуется повышением требований к надежности и детальности стратиграфических построений на новом этапе поисковых работ — поисков глубокозалегающих слепых рудных тел.

ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА СВИТЫ

В основу стратиграфической схемы продуктивной свиты положены закономерности циклического строения разреза с учетом состава осадочных и осадочно-туфогенных пород.

Согласно нашим представлениям, продуктивная свита рассматривается в ранге единого осадочно-туфогенного цикла первого порядка. Свита состоит из двух подсвит: нижней — ждановской, сложенной преимущественно терригенными породами, и верхней — ламмас, в составе которой преобладают туфогенные образования. Граница между подсвитами устанавливается однозначно и проводится в основании мощного и выдержанного по простиранию горизонта гравийных и псаммитовых туфов основного состава, который делит разрез свиты на две примерно равные части. В свою очередь каждая из подсвит делится на

пачки (циклы второго порядка), обладающие характерными особенностями в верхней и нижней подсвитах. В нижней подсвите каждая пачка отвечает осадочному циклу, который начинался с накопления грубообломочных и песчаных пород, постепенно сменяющихся вверх по разрезу тонкозернистыми разновидностями. В верхней подсвите цикличность носит туфогенно-осадочный характер: в основании пачки лежит горизонт туфов, который перекрывается осадочно-туфогенными породами (туффитами, туфоосадками). Исходя из этих принципов в ждановской подсвите выделено шесть пачек, а в подсвите ламмас — три



Фиг. 1. Строение пачек в (а) ждановской подсвите (скв. 2426 пачка II) и в (б) подсвите ламмас (скв. 2490, пачка II) продуктивной свиты

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевропелитовые сланцы; 4 — гравийные туфы; 5 — псаммитовые и алевропелитовые туфы; 6 — псаммитовые туффиты; 7 — алевропелитовые туффиты

пачки. Мощность пачек составляет в среднем 100 м в ждановской подсвите и 150 м в подсвите ламмас.

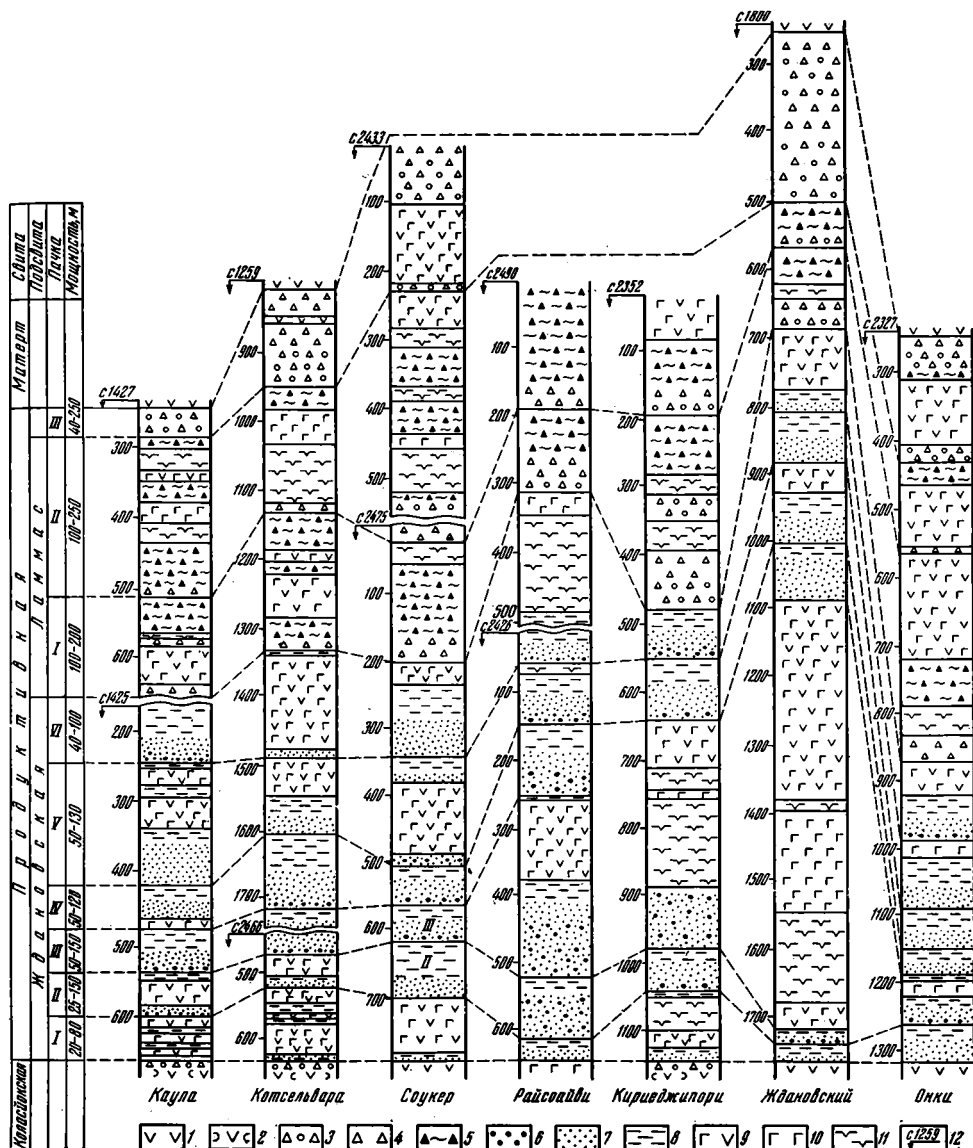
Описанная цикличность наблюдается на фоне общего трансгрессивного характера разреза свиты. Наиболее отчетливо этот факт проявляется в особенностях строения пачек ждановской подсвиты. Так, в пачках II и III ждановской подсвиты конгломераты, гравелиты и песчаники в сумме составляют 60—80% объема всей пачки, в пачках IV и V — 30—50%, в пачке VI — 20—25%.

Внутри пачек наблюдается цикличность более низких порядков, но установление общей схемы соподчинения этих циклов затруднительно. Надежно документируются лишь самые мелкие — «элементарные» циклы мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м¹. Строение и мощность таких циклов является характерной чертой определенных частей разреза. Так, для нижних уровней разреза всех пачек ждановской подсвиты характерно сложное строение элементарных циклов: в основании каждого из них лежит прослой однородного песчаника и гравелита мощностью 1—2 м, сменяемый тонким переслаиванием песчаников и алевролитов мощностью 0,5—1 м. Для верхних частей пачек ждановской подсвиты и горизонтов осадочно-туфогенных пород подсвиты ламмас характерно простое двух- или трехкомпонентное переслаивание, например песчаник — алевролит — алевропелитовый сланец мощностью от 2—3 до 15—20 см.

Близкие по мощности и строению элементарные циклы составляют слои. Принципиальное строение пачек в обеих подсвитах показано на фиг. 1.

Следует отметить, что разрез свиты по простираанию достаточно изменчив, что связано с фаціальными особенностями формирования пород [1, 2, 8]. Тем не менее каждая пачка в качестве осадочного или осадоч-

¹ Под «элементарным» циклом мы понимаем устойчивый набор макроскопически однородных прослоев пород, многократно повторяющийся в разрезе.



Фиг. 2. Схема корреляции опорных разрезов продуктивной свиты

1 — диабазы; 2 — шаровые лавы; 3 — гравийные и агломеративные туфы основного и ультраосновного состава; 4 — псаммитовые и алевропелитовые туфы основного и ультраосновного состава; 5 — тонкослоистые алевропелитовые и псаммитовые туффиты, туфопесчаники; 6 — гравелиты, конгломераты; 7 — песчаники; 8 — алевропелитовые сланцы; 9 — габбро-диабазы; 10 — габбро; 11 — ультраосновные породы; 12 — номера опорных скважин

но-туфогенного цикла прослеживается по всей площади рудного поля. Схема корреляции частных опорных разрезов показана на фиг. 2. На схеме также видно, что появление в разрезе интрузивных тел общей картины цикличности, как правило, не нарушает.

Многопорядковая цикличность строения разреза свиты отмечалась и ранее, но при стратиграфических построениях использовалась лишь в качестве дополнительной характеристики выделенных по другим признакам (петрографическому и вещественному составу пород) стратиграфических единиц. При этом акцент делался на изучение мощностей и характера строения циклов низших порядков [8, 9]. Цикличность же более высоких порядков во внимание принималась мало. Н. Б. Бекасов [1] принцип цикличности положен в основу стратиграфической схе-

мы. Однако количественные критерии ею использованы не были, и полученные результаты носят скорее качественный характер.

Принимая во внимание вышесказанное, понятно, что корреляция новой предлагаемой схемы с прежними весьма затруднительна и может быть осуществлена лишь в самом общем виде. Поэтому целесообразно лишь рассмотреть возможность ее сопоставления со схемой Л. И. Увадьева [9], которая до настоящего времени применяется при проведении поисково-разведочных и научно-методических работ на территории рудного поля. В предлагаемой схеме первая пачка ждановской подсвиты приближенно соответствует первому горизонту по Л. И. Увадьеву. Его второй горизонт объединяет II—VI пачки ждановской подсвиты. Третий горизонт, по Л. И. Увадьеву, включает I и II пачки подсвиты ламмас. III пачка подсвиты ламмас приближенно соответствует четвертому горизонту по Л. И. Увадьеву.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Как указывалось выше, продуктивная свита располагается в верхней части разреза печенгского комплекса. Осадочно-туфогенные образования свиты со стратиграфическим несогласием лежат на покровных вулканитах свиты коласйоки и перекрываются диабазами и шаровыми лавами свиты матерг. Мощность свиты 600—1000 м. Максимальные мощности разреза приурочены к центральной части рудного поля (участки Соукер-Ждановский), минимальные — к его флангам.

Ждановская подсвита составляет в среднем 55—60% объема свиты. Мощность ее 300—550 м, максимальные же мощности приурочены к участкам Райсоайви — Ждановский. Подсвита сложена практически целиком терригенными образованиями, доля карбонатных и туфогенных пород весьма незначительна. В целом разрез имеет трансгрессивный характер. В составе подсвиты выделено шесть пачек, отвечающих циклам осадконакопления второго порядка.

Границы пачек устанавливаются по изменению гранулометрического состава слоев, появлению прослоев грубообломочных пород, наличию следов размыва.

Пачка I. Мощность пачки 20—30 м. В основании ее залегает горизонт высокоглиноземистых серицитовых и кварц-серицитовых алевропелитовых сланцев мощностью до 3—4 м. Впервые этот горизонт был описан А. А. Прецовским и А. М. Ахмедовым [8]. Положение в разрезе и состав сланцев позволил им определить этот горизонт как продукт перемыва кор выветривания.

На базальных сланцах, а при их отсутствии непосредственно на вулканитах коласйоки свиты лежат мелко- и среднезернистые песчаники мощностью 5—10 м, сменяющиеся выше тонкослоистыми алевропелитовыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками. Количество и мощность песчаных прослоев постепенно уменьшаются вверх по разрезу. Цикличность пород преимущественно трехчленная: мелкозернистый песчаник — алевролит — алевропелитовый сланец. Мощность элементарных циклов 3—5 см. Слоистость пород горизонтальная, горизонтально-волнистая. Состав песчаников полимиктовый, редко существенно кварцевый. Цемент, как правило, кварц-серицит-хлоритовый с примесью карбонатного материала. Алевропелитовые сланцы по составу хлорит-серицитовые. Серицит является основным порообразующим минералом и содержание его в породе достигает 70%.

В верхних частях элементарных циклов отмечается иногда постепенный переход от хлорит-серицитовых к серицит-хлорит-карбонатным сланцам.

Для пород всех гранулометрических классов характерно высокое содержание лейкоксена (3—4%), присутствие углеродистого вещества и сульфидной (пирит-пирротиновой) вкрапленности.

Пачка II. Мощность пачки от 25 до 150 м. Максимальные мощности

приурочены к участкам Райсоайви-Кириеджипори, где в разрезе преобладают грубообломочные и песчаные породы.

В основании разреза залегают крупнозернистые, среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и гравийно-галечных конгломератов. Элементарные циклы сложные мощностью 1—3 м, в основании каждого лежит прослой однородного песчаника или гравелита (1—2 м мощности), сменяемый тонким переслаиванием песчаников, алевролитов мощностью 0,2—1 м.

Характерными текстурными особенностями песчаников являются перекрестная и однонаправленная косая слоистость, часто в комбинации с градационной. Состав песчаников олигомиктовый (полевошпатово-кварцевый), иногда полимиктовый. Обломки гравийной и галечной размерности представлены почти исключительно кварцем. В песчаниках отмечаются иногда прослои щебеночных седиментогенных брекчий (мощностью до 0,2 м), представляющих собой породу, сложенную остроугольными обломками алевропелитовых сланцев гравийной размерности, сцементированных алевропсаммитовым материалом. Окатанность зерен и степень сортировки обломочного материала в песчаниках пачки наиболее высокая по сравнению с аналогичными породами других уровней разреза. Цемент песчаников серицит-кварцевый или карбонатный.

Вверх по разрезу наблюдается постепенная смена существенно песчаных пород более тонкозернистыми. Доминирующее положение занимают тонкослоистые алевропесчаники и углеродистые (до 1,8% $C_{орг}$) хлорит-серицитовые алевропелитовые сланцы. Для них характерны тонкая двучленная цикличность (0,5—3 см), горизонтально- и волнисто-слоистые текстуры.

Сульфидная минерализация по всему разрезу пачки представлена пиритом, реже пирротинном и довольно равномерно распределена в алевропелитовых сланцах в виде тонкой вкрапленности, в песчаниках же приурочена, как правило, к подошвенным частям отдельных прослоев.

Пачка III мощностью 50—150 м залегает, как правило, с размывом на алевропелитовых сланцах пачки II. В основании разреза, как и в пачке II, преобладают песчаники с линзами грубообломочных пород. Максимальное развитие грубообломочные породы приобретают на участках Райсоайви — Кириеджипори, где конгломераты или гравелиты становятся обязательным элементом каждого элементарного цикла. В целом же мощность и строение элементарных циклов близко к описанным в основании пачки II.

Для песчаников характерны пологонаклонные однонаправленные и мульдобразные косослоистые текстуры. В грубообломочных породах, кроме того, наблюдается отчетливая градационная слоистость. Гравийно-галечный материал представлен обломками алевропелитовых сланцев, кварцем, реже фрагментами эффузивов, доломитов, кремнистых пород. Состав песчаников также полимиктовый, редко полевошпатово-кварцевый.

Характерной чертой грубообломочных пород этой пачки является почти постоянное присутствие в их составе фосфатных конкреций, описанных Н. Б. Бекасовой [1, 2]. Конкрекции представляют собой округлые или эллипсоидальные образования размером от долей до 2—3 см. Приурочены они преимущественно к основаниям прослоев грубообломочных пород. Сложены конкрекции тонкозернистым агрегатом апатита, хлорита, кальцита и углеродистого вещества. Содержание P_2O_5 в конкрециях достигает величины 18—19%, но обычно колеблется в пределах 11—13%. В среднем на породу содержание P_2O_5 составляет 0,5—1,0%, но в отдельных пробах поднимается до 3—7%.

Алевропелитовые разновидности пород, объем которых растет вверх по разрезу пачки, сложены преимущественно серицитом с примесью хлорита и алевроитовых зерен кварца и альбита, углеродистого вещества.

Содержание сульфидов достигает 5—8% в алевропелитовых сланцах и 3—4% в песчаниках и гравелитах.

Пачка IV. Мощность пачки 50—80 м. Строение, состав пород, характер изменчивости разреза аналогичны описанным для пачки III.

Пачка V. Мощность пачки 50—130 м. При общем сходстве с разрезами пачек III и IV характеризуется некоторыми особенностями. Прежде всего повышается роль тонкозернистых пород, как следствие этого — сокращается мощность элементарных циклов до 0,1—0,8 м. Повышается содержание в породах углеродистого вещества (до 2—2,3% $C_{орг}$). В минеральном составе повышается роль хлорита и уменьшается содержание серицита. Для верхней части разреза пачки характерно наличие сульфидных (пирит-пирротиновых) и карбонатных конкреций. Наибольший интерес представляет уровень, содержащий концентрически-зональные, округлые карбонатные конкреции диаметром 0,5—1,5 см. Этот уровень прослеживается по разрезам отдельных скважин на значительном расстоянии и в пределах центральной части рудного поля (участок Котсельваара — Райсоайви) может служить маркирующим горизонтом.

Пачка VI. Мощность пачки 40—100 м. Как и в разрезах предыдущих пачек, в основании залегают полимиктовые песчаники, включающие линзы гравелитов и гравийно-галечных конгломератов. Мощность элементарных циклов 0,5—0,8 м. Однако объем существенно песчаных пород значительно меньше и составляет 20—25% объема всей пачки. В разрезе явно преобладают алевропелитовые, по составу существенно хлоритовые высокоуглеродистые (до 3,5% $C_{орг}$) сланцы. В ассоциации с ними широко распространены карбонатные породы со сферолитовой структурой, образующие маломощные (до 0,2 м) самостоятельные прослои. Такие прослои отмечены на всех уровнях разреза пачки.

К верхним частям разреза пачки приурочено появление прослоев туфов основного состава, знаменующих переход от терригенных пород ждановской подсвиты к туфогенным образованиям подсвиты ламмас.

Подсвита ламмас занимает верхнюю часть разреза продуктивной свиты, составляя 40—45% всего ее объема. Подсвита сложена туфогенными и осадочно-туфогенными породами, мощность ее 250—500 м. В разрезе выделено три пачки.

Пачка I. Мощность пачки от 100 до 200 м. В основании ее разреза залегает горизонт гравийных и псаммитовых туфов основного состава, мощность которого от 10 до 80 м. Туфы представляют собой массивные или грубослоистые породы, в отдельных случаях с неотчетливой двух- или трехчленной мелкой (5—10 см) цикличностью. В целом в пределах горизонта наблюдаются некоторая дифференциация материала: в основании его преобладают псефитовые и псаммитовые туфы, сменяемые вверх по разрезу алевропсаммитовыми. Первичная структура пород литокластическая или литовитрокластическая. Витрокластический (пепловый) материал практически полностью замещен агрегатом хлорита, альбита, кварца, карбонатных минералов, лейкоксена. Сульфидная минерализация и углеродистое вещество для данного горизонта туфов нехарактерны.

Верхняя часть разреза пачки сложена туфоосадками и туффитами. Максимальная мощность этого горизонта 150 м. Породы обладают мелкой трехчленной цикличностью. Мощность элементарных циклов 2—10 см. Слоистость горизонтальная или волнистая, в туфопесчаниках встречается мелкосерийная косая слоистость.

В породах повсеместна примесь разложенного пирокластического материала. Основными минералами являются кварц, альбит, хлорит, карбонаты, серицит. В тонкозернистых разновидностях пород преобладает хлорит. Сульфидная минерализация развивается в виде вкрапленности, прожилков вдоль сланцеватости, гнезд неправильной формы. Содержание сульфидов от 2 до 8—10%. Углеродистое вещество присутствует во всех гранулометрических классах пород, максимальные же его концентрации (до 3% $C_{орг}$) приурочены к алевропелитовым сланцам.

Пачка II. Строение пачки аналогично строению пачки I: в основании

разреза располагается горизонт туфов, сменяемый выше тонкослоистыми туффитами. Мощность пачки от 100 до 250 м.

Базальный горизонт туфов мощностью до 50 м по внешнему облику, структурно-текстурным особенностям, минеральному составу близок к описанному нижнему горизонту пачки I. Отличительными особенностями туфов этого уровня являются меньшая степень развития процессов карбонатизации, некоторое обогащение углеродистым веществом (до 0,4% $C_{орг}$) и сульфидами, проявление талька и магнезиальных карбонатов.

Туфовый горизонт перекрывается мощной и однообразной толщей тонкослоистых туффитов, содержащей маломощные линзы карбонатных пород и туфов. Породы обладают мелкой (0,5—5 см) двух- или трехчленной цикличностью. Слоистость горизонтальная или слабоволнистая, нередко отмечаются оползневые и седиментогенно-брекчиевые текстуры. Состав пород альбит-кварц-хлоритовый, присутствуют серицит, карбонаты, лейкоксен. Характерна высокая углеродистость (до 3,2% $C_{орг}$), содержание сульфидов в среднем 6—10%. На отдельных уровнях разреза встречаются сульфидные (пиритовые) конкреционные образования размером до 2—3 см, часто в ассоциации с карбонатными конкрециями.

Пачка III. Сложена почти исключительно туфами ультраосновного и основного состава. Подчиненную роль играют туффиты и карбонатные породы. Мощность пачки меняется значительно и незакономерно от 40 до 250 м. Пачка является переходной от туфогенно-осадочных пород к покровным вулканитам свиты матер. Принадлежность ее к продуктивной свите в определенной мере условна.

Пачка сложена незакономерно переслаивающимися массивными и грубослоистыми псефитовыми и псаммитовыми туфами. В верхней части ее разреза нередко встречаются маломощные (0,5—3 м) потоки афанитовых диабазов. Верхний контакт пачки с вулканитами свиты матер устанавливается по резкому увеличению в разрезе мощных покровов базальтоидов. Внутри разреза пачки на разных его уровнях отмечаются линзы туфовых конгломерато-брекчий с галькой и валунами гранитного, кварцевого и карбонатного состава, а также прослой карбонатных пород. Ультраосновные разновидности туфов сложены агрегатом хлорита, талька, карбонатных минералов, лейкоксена. Повсеместна примесь обломочного кварца (до 5%). Туфы основного состава характерны для верхней части разреза пачки и близки к описанным в пачках I и II. Обогащение сульфидным и углеродистым веществом не отмечено для туфов этого уровня.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА СВИТЫ

Приведенная выше схема расчленения продуктивной свиты основана на цикличности строения разреза. Но задача выявления скрытых периодичностей является по существу математической. При этом существует хорошо разработанный и апробированный аппарат как для выявления элементов цикличности — теория марковских цепей [3], так и для выделения устойчивых циклов в изменении изучаемого признака — гармонический анализ [7]. Поэтому для обоснования стратиграфической схемы нами была предпринята попытка создания математической модели строения разреза свиты, в основу которой было положено выделение детерминированных циклов, отвечающих циклам осадконакопления разных порядков.

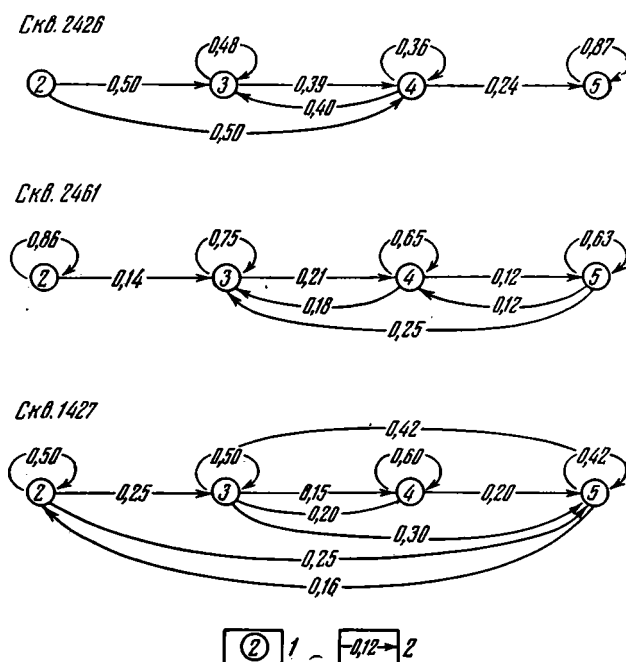
Работа состояла из двух этапов. На первом этапе анализировалась стратиграфическая последовательность свиты для обоснования предположения о циклическом строении разреза. На втором этапе выделялись устойчивые циклы второго порядка, отвечающие пачкам.

Анализ строения цикличности разреза. Для анализа стратиграфической последовательности применялась теория марковских процессов, что позволило достаточно однозначно решить вопрос о закономерном изменении свойств разреза. Под марковским процессом в данном случае понимается процесс, для которого вероятность нахождения в данном

**Матрицы вероятностей перехода (марковость первого порядка)
для разрезов продуктивной толщи**

Состояние (породы)	I группа								II группа			
	скв. 2426				скв. 2461				скв. 1427			
	2	3	4	5	2	3	4	5	2	3	4	5
Конгломерат, гра- велит (2)	0,00	0,50	0,50	0,00	0,86	0,14	0,00	0,00	0,50	0,25	0,00	0,25
Песчаник (3)	0,03	0,48	0,39	0,10	0,00	0,75	0,21	0,04	0,00	0,50	0,15	0,35
Алеврит (4)	0,00	0,40	0,36	0,24	0,05	0,18	0,65	0,12	0,00	0,20	0,60	0,20
Пелит (5)	0,02	0,07	0,04	0,87	0,00	0,25	0,12	0,63	0,16	0,42	0,00	0,42

состоянии и в заданный момент времени можно вывести из сведений о непосредственно предыдущем состоянии [10]. Средством сжатого описания марковской цепи является матрица вероятностей перехода, образованная марковскими переходными вероятностями (марковость первого порядка). Сумма вероятностей по строке в такой матрице всег-



Фиг. 3. Графы марковских переходов, соответствующие матрицам переходных вероятностей (таблица)
1 — код состояния (породы); 2 — переходные вероятности

да равна единице, что свидетельствует о том, что переход из какого-либо состояния к одному из множества всех возможных есть событие достоверное.

Анализ матрицы вероятностей перехода позволяет прежде всего проверить альтернативу: либо существуют детерминированные циклы осадконакопления, либо наблюдаемое чередование слоев представляет собой случайную последовательность. Применительно к рассматриваемой задаче необходимо проверить гипотезу о существовании цикличности в строении разреза ждановской подсвиты, которая предположительно находит свое отражение в закономерном изменении гранулометрического состава пород. Для этих целей анализируемые скважины вследствие гетерогенности разреза были объединены в две группы:

1) вскрывающие ждановскую подсвиту; 2) вскрывающие подсвиту ламмас. В каждой скважине гранулометрические классы пород были закодированы в соответствии с изменением зернистости: конгломерат — 1; гравелит — 2; песчаник — 3; алевролит — 4; пелит — 5. Затем в каждой группе в каждом конкретном разрезе изучались матрицы вероятностей перехода. В таблице приведены матрицы для наиболее типичных представителей каждой группы. Графы для этих разрезов представлены на фиг. 3.

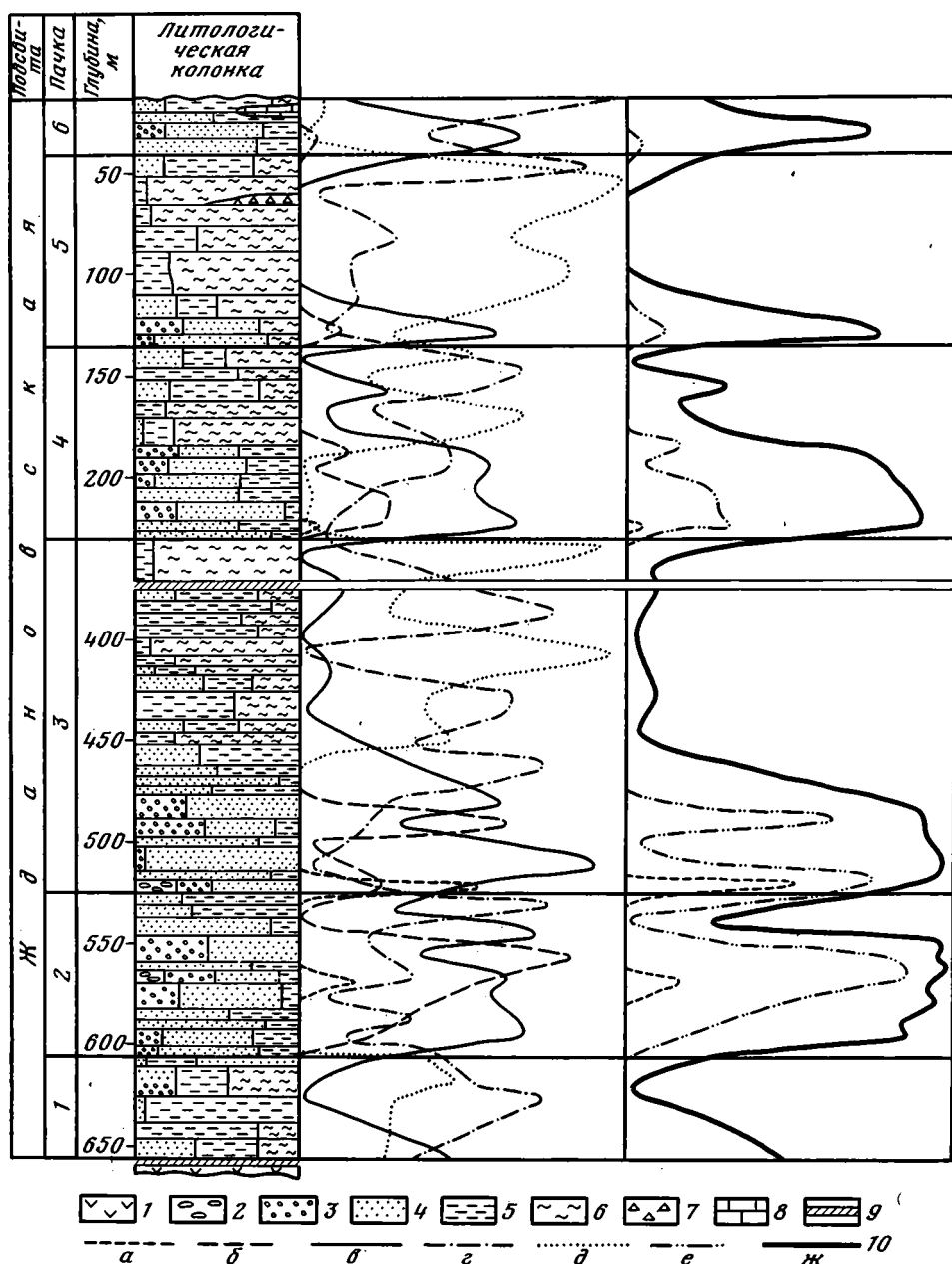
Из таблицы и фиг. 3 видно, что для скважин 2426 и 2461 (ждановская подсвита) характерно закономерное и последовательное изменение зернистости пород по разрезу. Для скв. 1427 (подсвита ламмас) гранулометрическая цикличность не отмечается. Таким образом, приведенные данные подтверждают вывод о гетерогенности разреза свиты и свидетельствуют о правомочности разделения ее на две подсвиты. Для нижней — ждановской подсвиты устанавливается хорошо выдержанная в разрезе цикличность. Следовательно, выбор гранулометрической цикличности как основы для внутреннего расчленения ждановской подсвиты является вполне правомерным.

Расчленение ждановской подсвиты. Наиболее приемлемым методом выявления скрытых периодичностей в поведении интересующего признака (в данном случае гранулометрии) является гармонический анализ. В процедурном отношении задача сводится к отысканию такого преобразования, которое реализует близость эмпирической кривой, построенной по точкам разреза, и аппроксимирующей ее функции.

В анализируемых скважинах в каждом слое (интервале описания) отмечалось процентное содержание каждого гранулометрического типа пород. Эти данные аппроксимировались кубической сплайн-функцией, что обеспечивало максимальное приближение эмпирической кривой к исходным данным. Другими словами, мы получили аналитическую модель изменения зернистости пород в разрезе. Следует отметить, что сами сплайн-графики оказались достаточно информативными, поскольку на них довольно четко устанавливается закономерное и согласованное изменение гранулометрического состава в разрезе. Но нас интересует в данном случае, существует ли периодическая структура в таких изменениях. Для решения этого вопроса эмпирическая кривая аппроксимировалась суммой нескольких синусоид таким образом, чтобы минимизировать отклонения одной кривой от другой.

Выше отмечалось, что для ждановской подсвиты характерна хорошо выраженная цикличность осадконакопления. Это положение было принято за основу при интерпретации результатов гармонического анализа, что позволило в достаточной степени обоснованно выделять в разрезе границы пачек. При этом за нижнюю границу пачки принимали уровень максимального развития грубозернистых пород.

Так как разрез продуктивной свиты повсеместно осложнен интрузиями магматических пород, то проверке на ЭВМ была подвергнута гипотеза о том, что внедрение интрузий не нарушает общую картину циклического строения разреза. Для этого в первоначальном варианте предполагалось, что интрузии при внедрении целиком замещают какой-то слой туфогенно-осадочных пород. При построении эмпирических графиков интервал, в котором отмечались магматические образования, считался «неизученным», функции в его пределах экстраполировались. Анализ графиков показал, что в подобных случаях цикличность является сложной, не привязанной к геологическим материалам и разумной интерпретации результаты не поддаются. Во втором варианте предполагалось, что интрузии при внедрении «раздвигали» туфогенно-осадочные образования. В этом случае слой, в котором встречались магматические породы, «исключался» из рассмотрения, т. е. разрез сдвигался на длину интервала глубин интрузии. Результаты показали, что цикличность достаточно четкая и на границах с интрузиями лишь незначительно нарушается.



Фиг. 4. Кривые изменения зернистости пород в разрезе скв. 2426
 1 — вулканыты свиты коласйоки; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — алевропелитовые сланцы; 7 — туфы; 8 — карбонатные породы; 9 — положение интрузивных тел. Кривые изменения зернистости пород: а — конгломерат, б — гравелит, в — песчаник, г — алевролит, д — алевропелитовый сланец, е — суммарная кривая конгломерата и гравелита, ж — суммарная кривая конгломерата, гравелита и песчаника

По описанной методике были обработаны данные по разрезам 18 скважин. В результате интерпретации результатов в ждановской подсвите было выделено шесть пачек, отвечающих циклу осадконакопления второго порядка. Начало каждого цикла характеризуется максимальным развитием грубообломочных пород, а заканчивается цикл накоплением тонкозернистых разновидностей. Пачки выделяются повсеместно и достаточно надежно. На фиг. 4 приведен пример выделения пачек в скв. 2426, которая вскрывает образования только ждановской подсви-

ты. На фигуре приведены кривые изменения зернистости по каждому гранулометрическому типу пород и интегральные кривые грубозернистых пород как наиболее показательные. Нижние границы пачек однозначно и повсеместно фиксируются максимальным развитием грубозернистых разностей. Постепенно они сменяются в разрезе тонкозернистыми образованиями, максимальное развитие которых отмечается в кровле пачки. Принципиальное строение пачек, как видно из фигуры, не меняется в зависимости от положения в разрезе, поэтому границы проводятся надежно.

Для подсвиты ламмас гранулометрическая цикличность не отмечается, однако границы пачек устанавливаются надежно прямыми геологическими методами, и стратификация подсвиты, следовательно, в математическом обосновании не нуждается.

Таким образом, математическая обработка литологических данных позволила подтвердить вывод о наличии элементов цикличности в строении разреза, а также обосновать наиболее сложную и спорную часть стратиграфической схемы — разделение ждановской подсвиты на пачки.

ВЫВОДЫ

1. Проведенные на территории Печенгского рудного поля литолого-стратиграфические исследования позволили разработать новую схему стратификации туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи. В основу этой схемы положена цикличность строения разреза свиты. Вся свита рассматривается в ранге единого осадочно-туфогенного цикла первого порядка.

2. В разрезе выделены две подсвиты. Нижняя подсвита — ждановская, сложена осадочными породами и разделена на шесть пачек (циклов второго порядка). Верхняя подсвита — ламмас, существенно туфогенная, состоит из трех пачек.

3. Достоверность предлагаемой схемы подтверждается математическим анализом. На основе применения теории марковских процессов доказано существование цикличности в разрезе свиты. Использование гармонического анализа позволило выделить наиболее устойчивые циклы второго порядка, отвечающие пачкам.

4. Предлагаемая схема обладает должной степенью детальности и достоверности, необходимой для проведения поисково-разведочных работ, ориентированных на поиски глубокозалегающих слепых рудных тел.

Литература

1. Бекасова Н. Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги. — В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты, 1978, с. 113—122.
2. Бекасова Н. Б. Литогенетические типы пород продуктивной толщи рудного поля Печенги. — В кн.: Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 49—62.
3. Вистелиус А. Б. К вопросу о механизме слоеобразования. — Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 7, с. 535—538.
4. Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 95 с.
5. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Наука, 1968. 352 с.
6. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.: Наука, 1964. 208 с.
7. Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С. О возможностях аналитических методов исследования периодической структуры разрезов осадочных толщ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 78—87.
8. Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
9. Увадьева Л. И. Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. — Сов. геология, 1967, № 7, с. 31—41.
10. Харбух Жд., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М.: Мир, 1974. 318 с.

УДК 552.522(267.5)

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АУТИГЕННЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТАХ
В МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКАХ ВПАДИНЫ
АТЛАНТИС-II (КРАСНОЕ МОРЕ)**

БУТУЗОВА Г. Ю., ДРИЦ В. А., ЛИСИЦЫНА Н. А., ЦИПУРСКИЙ С. И.

В результате комплексного исследования силикатной составляющей из металлоносных осадков впадины Атлантис-II выявлен и детально изучен селадонитоподобный минерал, представляющий собой более совершенный член выделенного нами ранее единого генетического ряда слоистых силикатов, образующихся в процессе раскristаллизации кремнево-железистого геля. Рассчитаны параметры элементарной ячейки минерала и его структурная формула.

В последние годы все более интенсивно проводится изучение металлоносных осадков рифтовых зон Мирового океана. В литературе широко обсуждаются вопросы, связанные с происхождением и природой всех компонентов, слагающих эти осадки. И тем не менее все еще недостаточно данных об их минеральном составе, о деталях химизма, структуры и генезиса отдельных минеральных фаз. В частности, слабо изучены кристаллохимические особенности и механизм формирования слоистых силикатов, являющихся важной составной частью металлоносных осадков. Аутигенные слоистые силикаты обнаружены практически на всех площадях развития металлоносных осадков — в Красном море [1, 4, 5, 10] в осадках ВТП и депрессии Бауэр [6, 11], в районе Галапагосского рифта [2, 8], на площади TAG и Famous в Атлантическом океане [9], в спрединговой зоне Калифорнийского залива [2], в Аденском заливе [7].

В большинстве работ эти образования определяются как железистые смектиты, ферримонтмориллониты или нонтрониты. При этом, как правило, не проводится исследование их тонких структурных, морфологических и кристаллохимических особенностей, что приводит к противоречивым и в ряде случаев упрощенным представлениям об условиях и механизме образования слоистых силикатов из металлоносных осадков. Так, некоторые авторы предполагают прямое выпадение смектитов из гидротермальных растворов [4], другие рассматривают их как продукт взаимодействия гидротермальных гидроокислов железа с опалом [6], существует также мнение об образовании смектитов за счет окисления сульфидных минералов [11].

Имеющиеся в литературе данные по составу, структуре и генезису аутигенных слоистых силикатов, развитых в металлоносных осадках Красного моря, также весьма противоречивы. Согласно Миллеру, основным глинистым минералом этих осадков является диоктаэдрический монтмориллонит [10]; Дж. Л. Бишофф охарактеризовал смектит из осадков впадины Атлантис-II как минерал, занимающий промежуточное положение между нонтронитом и железистым сапонитом [4]. Согласно рассчитанным кристаллохимическим формулам, сумма октаэдрических катионов в ячейке 2:1 слоев имела промежуточное значение между 4 и 6, которые характерны соответственно для ди- и триоктаэдрических разновидностей смектитов. Примечательной особенностью минерала оказалось высокое содержание катионов Fe^{3+} в тетраэдрах. П. Е. Гуларт заключил, что единственным аутигенным глинистым минералом, развитым в разных литолого-фациальных типах осадков впадины Атлантис-II, является диоктаэдрический ферримонтмориллонит, или нонтронит [5].

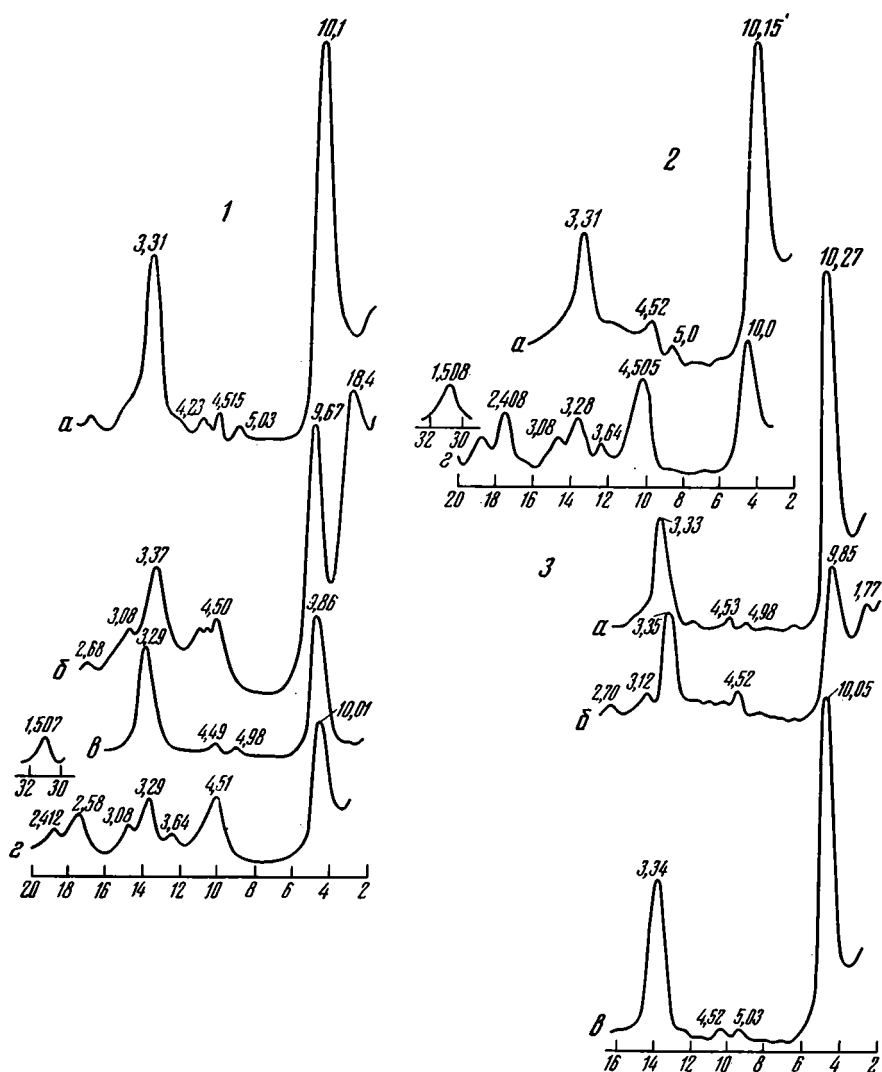
Выполненные нами ранее исследования [1] показали, что развитые в рудоносных осадках впадины Атлантис-II аутигенные слоистые смектиты представлены не одним минеральным видом, как предполагали предыдущие исследователи, а несколькими разновидностями железистых смектитов. Применение комплекса различных методов (рентгено-структурный и химический анализы, электронография, электронная микроскопия и микродифракция электронов, ИК-спектроскопия и др.) позволило установить, что смектиты формируются при раскristаллизации кремнево-железистого геля в толще осадков и образуют единый генетический ряд, кристаллохимические особенности членов которого отражают динамику изменения физико-химических условий среды минералообразования. Начальные продукты раскristаллизации представлены структурно неупорядоченным смектитом, аналогичным минералу, описанному Дж. Л. Бишоффом [4]. Величина параметра $b=9,18 \text{ \AA}$ подтверждала вывод о высокой концентрации катионов Fe^{2+} в тетраэдрах 2:1 слоев и промежуточном характере этого минерала между нонтронитом и железистым сапонитом. Электронно-микроскопические наблюдения показали, что минеральные частицы из поверхностных слоев осадка имеют неправильную «лепешковидную» гелевидную форму. Смектиты из более глубоких горизонтов осадочной толщи обладают существенно другими структурными, морфологическими и кристаллохимическими характеристиками. На основании определения параметров элементарной ячейки 2:1 слоев было высказано предположение, что они относятся к тетракремниевым нонтронитам, которые содержат до 30% слюдистых неразбухающих межслоев при заметно возросшей концентрации в них катионов К. Электронно-микроскопические наблюдения установили, что смектиты из толщи осадков имеют планко- или лентоподобную форму, свидетельствующую об одинаковой азимутальной ориентировке всех 2:1 слоев в каждом микрокристалле. Из приведенных данных следует, что в ходе старения осадка происходит последовательная раскristаллизация кремнево-железистого геля, сопровождающаяся такой структурной перестройкой смектитов, при которой слои в микрокристаллах ориентируются в слюдах политипной модификации 1 М, в межслоях накапливаются катионы К, уменьшается величина отрицательного заряда в тетраэдрических сетках и увеличивается в октаэдрических [1].

На основании совокупности полученных результатов нами была высказана гипотеза о том, что направленность изменения кристаллохимических характеристик у выявленных разновидностей смектитов свидетельствует о возможности их последующего преобразования в минералы глауконит-саладонитового ряда. Для подтверждения высказанного предположения мы продолжили исследования слоистых силикатов из рудоносных осадков впадины Атлантис-II с целью обнаружения в природных условиях более совершенных членов выделенного генетического ряда, близких в структурном отношении к слюдистым минералам.

Искомый минерал был обнаружен в осадках колонки 1991, расположенной в северо-восточной части впадины. В нижней части колонки, в интервале 445—460 см, в пределах нижней сульфидной зоны в массе гидроокислов железа выделяется сульфидсодержащий прослой темного, почти черного цвета с участками уплотненного ярко-зеленого ила, имеющего характерную плитчатую отдельность. Под микроскопом эти участки отличаются чешуйчатым строением с ориентированным по слоистости распределением чешуйчатого вещества. При размучивании осадка были выделены более плотные стяжения неправильной формы, окрашенные в темно-зеленый и более светлый фиштакково-зеленый цвет. Размер стяжений 0,5—2 мм. Обе разновидности исследовались комплексом методов, таких, как рентгеновский и химический анализы, электронография, спектроскопия и др.

Рентгеновское изучение показало, что оба образца обладают сходными структурными характеристиками (фиг. 1, 2, а). Дифрактограммы ориентированных препаратов содержат почти целочисленные серии ба-

зальных отражений и по внешнему виду не отличаются от дифрактограмм, получаемых от ориентированных образцов глауконитов и селадонитов. Достаточно узкие, симметричные и интенсивные отражения с d , равными 10,1 и 3,31 Å, свидетельствуют о том, что исследуемые образцы практически не разбухают в водной среде. Очень малая интен-

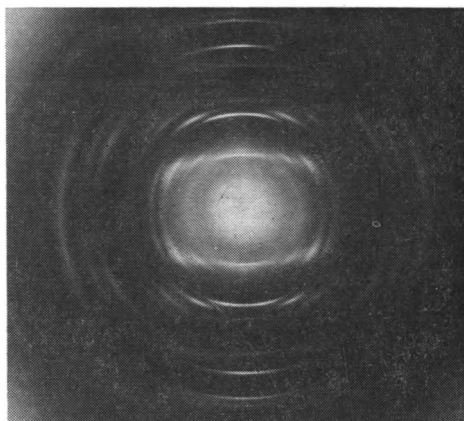


Фиг. 1. Дифрактограммы слоистых силикатов из осадков ст. 1991, гор. 445—460 см: 1 — темно-зеленая разность; 2 — светло-зеленая разность; 3 — образец, обработанный в растворе гидроксидов; α — ориентированные природные образцы; β — насыщенные глицерином (обр. 1, 2), этиленгликолем (обр. 3); γ — прокаленные при $t=550^\circ$; δ — неориентированные природные образцы

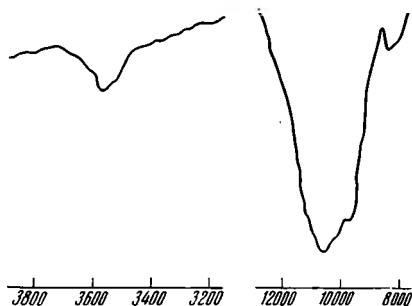
сивность базального рефлекса 002 свидетельствует о высокой железистости исследуемых минералов.

Насыщение образцов глицерином заметно изменило их дифракционные картины (фиг. 1, 1, б) (дифрактограмма светло-зеленой разности аналогична приведенной на фиг. 1, 1, б). Их анализ свидетельствует о том, что под действием полярных молекул глицерина разбухает до 20—30% межслоев. При этом наблюдается четкая тенденция к сегрегации смектитовых разбухающих и слюдястых неразбухающих слоев, чем объясняется наличие в малоугловой области дифрактограмм двух рефлексов с межплоскостными расстояниями в 9,67 и 18,4 Å. Этот эффект, по-видимому, связан как с неравномерной концентрацией и фиксацией

катионов К в различных микрокристаллах, так и с разной степенью структурного совершенства последних, обусловленной, в частности, их одинаковыми азимутальными ориентировками 2:1 слоев. Изучение дифрактограмм неориентированных образцов (фиг. 1, 1, *г*, 2, *г*) показало, что их можно отнести к слюдистым минералам политипной модификации 1 *Md*. Об этом свидетельствуют слабая интенсивность и диффузность двух наиболее чувствительных к структурной упорядоченности отражений с индексами 112 и 112 и с *d*, равными 3,64 и 3,08 Å. Изученные образцы имеют низкие для нонтронитов и глауконитов значения d_{001} ,



Фиг. 2. Электронограммы косой текстуры
обр. 1



Фиг. 3. Инфракрасные спектры поглощения минерала (темно-зеленая разность)

зафиксированные на дифракционных картинах. Вычисленные на их основе значения *b* ячейки 2:1 слоев составляют 9,05 Å для темно-зеленого образца и 9,04 Å для светло-зеленого. Эти данные свидетельствуют о крайне низкой степени изоморфных замещений в тетраэдрических сетках 2:1 слоев. Отметим, что дифрактограммы прокаленных ориентированных препаратов мало отличаются от дифрактограмм непрокаленных образцов (фиг. 1, 1, *в*). Следует отметить, что аналогичные дифракционные характеристики были установлены нами ранее для смектитов после их насыщения катионами К при экспериментальной обработке в растворе K_2CO_3 [1].

Изучение образцов с помощью электронографического метода косых текстур показало, что в условиях вакуума структуры обоих минералов характеризуются значительно более высокой степенью трехмерного порядка, чем это было выявлено при их исследовании с помощью рентгеновской дифракции. Электронограммы обоих образцов содержали пространственные рефлексы *h*, *k*, *l* как на первом (111, 021), так и на втором (131, 201) эллипсах (фиг. 2). Более четкие рефлексы на электронограмме темно-зеленого образца отражают, по-видимому, более высокое его структурное совершенство по сравнению с минеральной разновидностью светло-зеленого цвета.

Индицирование и анализ интенсивностей отражений позволили установить, что структуры исследуемых минералов соответствуют слюдистому политипу 1 *M* с вакантными трансоктаэдрами. Параметры элементарных ячеек равны: $a=5,23$; $b=9,06$; $c=10,13$ Å; $\beta=100,1^\circ$ для темно-зеленого образца и $a=5,22$; $b=9,05$; $c=10,13$ Å; $\beta=100,2^\circ$ для светло-зеленого. Особенности распределения интенсивностей рефлексов на малых осях 6 и 7-го эллипсов свидетельствуют о преимущественно железистом составе октаэдров. Слабая интенсивность рефлекса 022 на первом эллипсе электронограмм обоих образцов, как было показано С. И. Ципурским с соавт. [3], обусловлена относительно низкой концентрацией межслоевых катионов К в частицах по сравнению с их концентрацией в слюдах идеального состава.

Химический состав слоистых силикатов, %

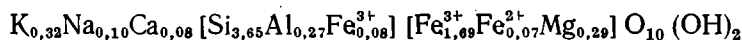
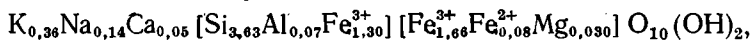
Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
Обр. 1	46,59	0,17	0,80	33,32	1,37	0,57	2,59	0,12
Обр. 2	47,96	0,49	3,08	30,99	0,90	0,90	2,62	0,10
Обр. 3	49,27	0,17	1,86	25,78	1,49	0,20	2,47	0,02

Образец	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C _{орг}	P ₂ O ₅
Обр. 1	0,90	3,72	5,13	2,56	Нет	0,52	0,01
Обр. 2	0,68	3,29	5,80	2,36	»	0,24	0,09
Обр. 3	0,25	5,48	9,8		»	Не опр.	0,1

Примечание. Обр. 1 — темно-зеленая разность; обр. 2 — светло-зеленая разность; обр. 3 — обработанный в растворе гидроксилamina и HCl для удаления свободных гидроокислов железа.

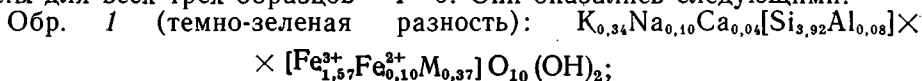
ИК-спектры образцов в области валентных колебаний гидроксильных групп характеризуются двумя максимумами поглощения с частотами 3530 и 3560 см⁻¹, которые обусловлены наличием конфигураций Mg—OH—Fe³⁺ и Fe³⁺—OH—Fe³⁺ соответственно (фиг. 3).

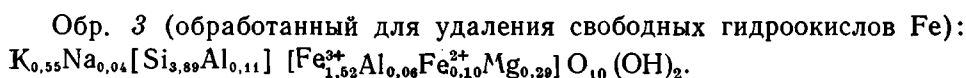
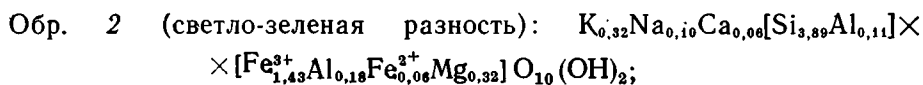
В табл. 1 приведены результаты химических анализов исследованных образцов. Видно, что обе разновидности имеют очень близкий химический состав и незначительно различаются лишь по содержанию Fe₂O₃ и Al₂O₃. Сумма же этих окислов в обоих образцах практически одинакова. Темно-зеленый образец отличается крайне низким содержанием Al и относительно повышенным Fe²⁺, чем и определяется его окраска. Установленная на основании рентгеновского и электронографического анализов мономинеральность образцов послужила основанием для расчета структурных формул с использованием приведенных выше химических анализов. Они имеют следующий вид:



Высокая концентрация катионов Fe³⁺ в тетраэдрах противоречит измеренным значениям параметра *b*. Естественное объяснение этому нужно искать в особенностях минерального и химического состава исследуемого материала, а именно в наличии в образцах примеси свободных аморфных гидроокислов Fe.

Для проверки этого предположения и определения истинной структурной формулы минерала из того же интервала осадков колонки 1991 был отобран образец зеленого ила без разделения его на темно-зеленые и светло-зеленые разности, количества которых оказались недостаточными для соответствующих обработок. Для удаления из отобранного образца аморфных гидроокислов Fe, не входящих в структуру силикатов, он был обработан в растворе, состоящем из девяти частей пятимольного гидроксилamina и одной части трехнормальной HCl. Затем образец в течение 3 мин кипятили в 4%-ном растворе КОН и отмывали от аморфных гидроокислов Fe. Рентгеновское изучение образца после указанных обработок показало, что его дифрактограмма почти не отличается от дифрактограммы необработанных образцов (см. фиг. 1, 3), хотя после насыщения препарата этиленгликолем оказалось, что число разбухающих межслоев уменьшилось до 15—20% (фиг. 1, 3, б). После пересчета анализов на силикатную составляющую, лишенную свободных гидроокислов, оказалось возможным рассчитать структурные формулы для всех трех образцов — 1—3. Они оказались следующими:





Как видим, все три образца имеют близкие структурные формулы и относятся к высокожелезистым слюдистым минералам, содержащим до 20—30% разбухающих межслоев. По своим дифракционным характеристикам они аналогичны гидрослюдам, широко распространенным среди гидротермальных и осадочных образований. Сравнительно невысокий общий слоевой заряд (0,52—0,54) и относительно небольшая концентрация катионов K, составляющая примерно $\frac{2}{3}$ от общего содержания катионов в межслоях, приводят к низкой структурной упорядоченности минералов, которые относятся к политипной модификации 1Md. Однако в условиях вакуума структурная упорядоченность резко возрастает и соответствует политипной модификации 1M. Это обусловлено тем, что при лентовидной форме микрокристаллов все составляющие их 2:1 слои имеют одинаковую азимутальную ориентировку и в условиях вакуума при удалении из межслоев молекул воды упаковываются по слюдоподобному закону «петля над петлей», чему благоприятствует преобладание крупных катионов K в межслоях. Состав 2:1 слоев образцов близок селадонитовому, поскольку их отрицательный заряд, возникающий в основном за счет замещения катионов Fe^{3+} на Mg и Fe^{2+} , локализован в октаэдрических сетках.

Таким образом, проведенные исследования слоистых силикатов из осадков впадины Атлантик-II (ст. 1991, горизонт 445—460 см) показали, что они представлены селадонитоподобным минералом, который является более совершенным в структурном отношении членом выделенного нами ранее единого генетического ряда, образующегося в процессе последовательной раскристаллизации кремнево-железистого геля в условиях слабокислых и восстановленных осадков впадины Атлантик-II.

В заключение следует отметить, что детальное изучение силикатной составляющей металлоносных осадков Красного моря показало, что для надежной диагностики слюдистых силикатов и интерпретации их генезиса в условиях возможного и обычного для металлоносных осадков присутствия в образцах свободных гидроокислов Fe особое значение приобретает сопоставление данных химического анализа образцов с их параметрами ячейки. Отсутствие этого сопоставления может привести к упрощенной, а в ряде случаев и неправильной идентификации минеральных фаз.

В табл. 2 приведены структурные формулы мономинеральных, по данным рентгеновской дифракции, образцов из металлоносных осадков впадины Атлантик-II [1], депрессии Бауэр [6] и осадков Галапагосского рифа [8]. По этим данным можно сделать вывод, что основным силикатным компонентом осадков являются нонтрониты, поскольку зна-

Таблица 2

Состав слоев смектитовых минералов по данным химического анализа и дифрактограмм от ориентированных образцов

Образец	Состав тетраэдров			Состав октаэдров			Межслоевые катионы			
	Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{3+}	Mg	Fe^{2+}	K	Na	Ca	Mg
1	3,41	0,18	0,41	1,79	0,14	0,07	0,26	0,04	0,14	0,10
2	3,65	Нет	0,35	1,75	0,25	Нет	0,20	0,23	0,06	0,02
3	3,69	0,20	0,11	1,47	0,49	»	0,18	0,08	0,02	0,15

Примечание. Обр. 1 — из осадков впадины Атлантик-II (ст. 1905—4, гор. 515—525 см) [1]; обр. 2 — нонтронит из осадков района Галапагосского рифа [8]; обр. 3 — «смектитовые агрегаты» из осадков депрессии Бауэр [6].

чительный отрицательный заряд локализован в тетраэдрах. Однако детальное структурное исследование образца из впадины Атлантис-II [1] показало, что рассчитанная формула не отражает реального состава минерала, поскольку измеренная величина параметра b не соответствует рассчитанной структурной формуле. Действительно, при таком высоком содержании Fe^{3+} в тетраэдрах и отсутствии катионов Al в октаэдрах значение параметра b должно было быть равным 9,12—9,15 Å, а экспериментально измеренная величина этого параметра — 9,06 Å. Причина этого несоответствия связана с присутствием в образце свободных гидроокислов Fe. Реальная структурная формула минерала, удовлетворяющая параметрам его ячейки, соответствовала тетракремнистому нонтрониту, т. е. смектиту, в тетраэдрах 2:1 слоев которого практически отсутствуют замещения Si на трехвалентные катионы. Отрицательный слоевой заряд минерала определяется сравнительно высоким содержанием в октаэдрах двухвалентных катионов. Другими словами, исследуемый минерал является железистым аналогом монтмориллонита.

На этом примере мы хотели показать, сколь важно при исследовании кристаллохимических особенностей смектитов для их надежной диагностики использовать весь комплекс доступных физических и химических методов.

В принципе среди смектитов современных металлоносных осадков возможно существование как собственно нонтронитов с идеальной формулой $\text{M}_x^+ (\text{Si}_{4-x}\text{R}_x^{3+}) \text{Fe}_2^{3+} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, у которых слоевой заряд обусловлен замещениями Si на трехвалентные катионы R^{3+} в тетраэдрах (в известном смысле это аналоги глауконитов), так и тетракремнистым нонтронитом с формулой $\text{M}_x^+ \text{Si}_4 (\text{Fe}^{3+}_2 - x\text{R}_x^{2+}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$, которые со состава 2:1 слоев и прежде всего по локализации отрицательного заряда близки к селадонитам. Между указанными крайними членами существуют разновидности промежуточного состава.

Таким образом, результаты этой работы подтверждают высказанную ранее [1] гипотезу о существовании единого генетического ряда слоистых силикатов современных рудоносных осадков Красного моря от нонтронитов к тетракремниевым нонтронитам, а затем к слюистым минералам селадонитового состава политипной модификации 1M.

Очевидно, что изменения тонких кристаллохимических особенностей слоистых силикатов дают важную информацию относительно генезиса минералов и отражают физико-химические условия среды осадкообразования.

Литература

1. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2, с. 30—42.
2. Курносов В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 220 с.
3. Ципурский С. И., Дриц В. А., Чекин С. С. Выявление структурной упорядоченности нонтронитов электронографическим методом косых текстур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 105—113.
4. Bischoff J. L. A ferroan nontronite from the Red Sea geothermal system.— Clays and clay minerals, 1972, v. 20, N 4, p. 217—223.
5. Goulart P. E. Different smectite types in sediments of the Red Sea.— Geol. Jahrb, Hannover, 1976, N 17, p. 135—149.
6. Dymond J., Eklund W. A. microprobe study of metalliferous sediment components (M. S. thesis). Convallis — Oregon: Oregon state University, 1974, p. 77.
7. Cann J. R., Winter C. K., Pritchard R. G. A hydrothermal deposits from the floor of the Gulf of Aden.— Mineral mag, 1977, v. 41, N 318, p. 193—199.
8. Corliss J., Lyle M., Dymond J., Cranke K. Chemistry of hydrothermal mounds near Galapagos rift.— Earth and Plan. Sci. Letters, 1978, v. 40, N 1, p. 12—24.
9. Hoffert M., Perseil A., Hekinian R. et al. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in Transform Fault «A» near 37° N on the Mid Atlantic Ridge, Famous area.— Oceanol. acta, 1978, v. 1, N 1, p. 73—86.
10. Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T. et al. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea — Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, N 3, p. 341—359.
11. McMurtry G. M., Yeh Hsueh-Wen. Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific Rise and Bauer Basin sediments.— Chem. Geol., 1981, v. 32, N 3/4, p. 189—205.

УДК 552.14 : 552.56

О ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ СУЛЬФИДАХ ЖЕЛЕЗА В МОРСКИХ ОСАДКАХ

РОЗАНОВ А. Г., МОРОЗОВ А. А.

В морских и океанских осадках, характеризующихся диагенетической сульфидной минерализацией, не связанной с гидротермальными процессами, достоверно идентифицированы следующие сульфиды железа: пирит FeS_2 , макинавит FeS и грейгит Fe_3S_4 . Весьма распространен также в восстановленных морских осадках ($E_p < 200$ мВ) черный рентгеноаморфный кислоторастворимый сульфид железа неопределенного состава — гидротроилит, который можно рассматривать в качестве первичного сульфидного вещества при образовании кристаллических сульфидов железа. Рассмотрение составов, свойств и условий образования указанных сульфидов в лабораторных условиях обнаруживает противоречия с условиями их нахождения в природе. В частности, необходимость слабокислой среды ($\text{pH} < 6$) для образования пирита не соответствует слабощелочным условиям морских осадков ($\text{pH} 7,5$). Обычно рассматриваемая реакция образования пирита $\text{FeS} + \text{S}$ (включая S^0 , S_n^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ и т. д.) $= \text{FeS}_2$ не находит подтверждения в лабораторных опытах при низких температурах. Восстановление соединений Fe (III), предшествующее бактериальному восстановлению сульфатов иловой воды до H_2S , не исключает прямого взаимодействия H_2S с гидроокисью железа с образованием сульфидов Fe (III). С другой стороны, наличие Fe (III) в структуре грейгита Fe_3S_4 не соответствует условиям его образования в морских осадках, исключающим присутствие трехвалентного железа. В статье рассмотрены подходы для разрешения указанных противоречий.

Сульфидная минерализация развивается в диагенезе морских и океанических осадков в результате взаимодействия различных соединений железа с сульфидной серой, являющейся продуктом бактериального восстановления сульфатов иловых вод на определенной стадии окислительного разложения захороненного органического вещества (ОВ). При этом формируется целый ряд индивидуальных химических сульфидных соединений железа, которые могут быть представлены различными минеральными формами. В природных осадках в настоящее время идентифицированы: дисульфид железа — пирит, кристаллический моносульфид — макинавит, магнитный кристаллический минерал грейгит (мельниковит), а также сульфидный гель — гидротроилит. Разнообразие сульфидных форм, обусловленное способностью железа и серы проявлять различные степени окисления, дает возможность, используя сведения о химической природе, путях образования и физико-химических свойствах того или иного сульфида, оценивать условия осадконакопления и диагенеза. В настоящей работе сделана попытка рассмотреть известные данные о нахождении указанных сульфидов железа в морских осадках, не связанных с гидротермальными процессами, а также результаты посвященных им физико-химических исследований.

Методы исследования включают в себя литолого-минералогическое изучение сульфидов и вмещающих осадков, отбор и концентрирование отдельных сульфидных фаз и их агрегатов, рентгенофазовый анализ, химико-аналитическое определение различных форм серы и железа, изотопный анализ форм серы, микробиологические исследования, а также проведение лабораторных модельных опытов.

Часть этих исследований выполняется обычно на борту судна непосредственно после поднятия и получения образцов донных осадков, что связано с возможностью окисления сульфидной составляющей осадка кислородом воздуха. Наиболее склонен к окислению гидротроилит, а также свободный H_2S . При длительном контакте с атмосферой (часы,

сутки) в присутствии влаги могут быть частично окислены и окристаллизованные формы (макинавит, грейгит, пирит), которые в высушенном состоянии сохраняют устойчивость по отношению к кислороду весьма продолжительное время. Поэтому пробы осадков натуральной влажности обычно хранят хорошо герметизированными и охлажденными (3—5°С). Необходимо отметить, что при длительном хранении возможны изменения за счет продолжающейся сульфатредукции.

Как правило, фазовому химическому анализу материала предшествует измерение величин pH, потенциала платинового электрода (E_{Pt}), визуально-микроскопическая и химическая диагностика присутствия сульфидов. Если это представляется целесообразным, проводится механическая (отмучивание глинистой фракции в морской воде) и магнитная сепарация (отбор магнитных частиц под биноклем с помощью магнитной иглы). Собранный материал может быть разделен на фракции по удельному весу с использованием тяжелых жидкостей. Образцы подвергаются электронно-микроскопическому изучению, измерению электрических, магнитных, оптических параметров, рентгенофазовому и химическому анализу.

Химическая диагностика сульфидов состоит в действии на образец осадка или сульфида разбавленной кислоты (HCl , H_2SO_4). Появление при этом запаха H_2S свидетельствует о присутствии кислоторастворимых сульфидов (сульфидная S).

Фазовый химический анализ включает в себя определение общей сульфатной, сульфидной, пиритной, элементной и органической форм S [5]. Сульфидная S, выделяемая в виде H_2S при кипячении с HCl , в данном случае может принадлежать как моносульфидам, так и грейгиту. Выделение элементной S в ходе операции может говорить в пользу присутствия грейгита. Этот сульфид обладает также оптическими характеристиками, позволяющими отличить его от других сульфидов, например пирита [10].

Методика разделения форм серы в фазовом анализе используется и для изотопных исследований, позволяющих по поведению радиоактивной метки ^{35}S , а также по соотношению природных изотопов ^{32}S и ^{34}S , делать выводы относительно генезиса этих форм, а также динамики их преобразований, например оценивать активность сульфатредуцирующих бактерий [9, 11].

В иловой воде осадка могут быть определены H_2S и сульфатная S, а также S сульфита — SO_3^{2-} и тиосульфата — $S_2O_3^{2-}$, распределение которых тесно связано с процессами сульфидообразования.

Чрезвычайно полезным для познания общего хода сульфидной минерализации осадка в диагенезе являются сведения о распределении реакционноспособных форм Fe(II) и (III) [23].

Весьма эффективным методом исследования свойств и условий образования сульфидов Fe является лабораторное моделирование. Многие представления о механизмах сульфидообразования сформированы на базе лабораторных опытов. Они позволяют решать как принципиальные вопросы о возможности или невозможности того или иного процесса, так и оценивать влияние отдельных факторов, несмотря на то, что воспроизвести всю совокупность природных условий чрезвычайно трудно.

Проявления сульфидной минерализации природных осадков довольно разнообразны. Количественно она отражается в величине содержания суммы восстановленных форм серы — ΣS_{H_2S} , или, что почти то же, суммой сульфидной и пиритной S. Эта величина практически линейно зависит от содержания в осадке ОВ в пределах $C_{орг}$ от 0,3—0,5 (при более низких содержаниях $C_{орг}$ осадки обычно не содержат сульфидов) до 3% (более высокие содержания ОВ не влияют на количество сульфидов главным образом из-за недостатка Fe) [4]. Эта зависимость определяет локализацию сульфидных осадков в морях и приконтинентальных районах океана и общую тенденцию уменьшения содержания сульфидов с удалением от берега в пелагиаль. По вертикали донных отложений влияние содержания и состава ОВ отражается в мощности верхнего

окисленного слоя осадков и в характере перехода от окисленного к восстановленному слою, содержащему сульфиды. Это определяется интенсивностью сульфатредукционного процесса. В направлении от берега в пелагиаль мощность окисленного слоя растет, а указанный переход становится более размытым и неопределенным [4].

Качественные различия в проявлении сульфидной минерализации отражаются в соотношении различных сульфидных форм. Наиболее характерным является случай, когда практически вся восстановленная сера находится в составе пирита (90—98% от ΣS_{H_2S}), а кислоторастворимые сульфиды присутствуют в следовых количествах (до сотой доли процента сульфидной S), которые не обнаруживаются ни визуально (под микроскопом), ни рентгенографически. При содержании сульфидной S более 0,05% осадки приобретают характерный серый цвет, который становится почти черным при более высоких концентрациях $S_{\text{сульфидн}}$. С другой стороны, точечное присутствие пирита ($S_{\text{пир}} < 0,1\%$) может не сказываться на цвете осадков (например, в пределах окисленного слоя).

Пирит встречается как в виде отдельных микроскопических правильных кристаллов, рассеянных в массе осадка, так и в виде агрегатов, образующих скопления, линзы и конкреции. Характерная форма пирита — фрамбоиды, которые представляют собой сферические образования ($d \leq 100$ мкм), состоящие из кристаллов обычного для пирита габитуса (кубы, октаэдры и др.) [1, 7, 13].

Пирит часто развивается по разнообразным органическим остаткам (кусочки древесины, листьев, диатомового и фораминиферового планктона [1]), иногда полностью замещая органический материал. Формы существования пирита в осадках, в частности образование фрамбоидов, нашли отражение в многочисленных исследованиях, связывающих их появление с деятельностью бактерий, с электрическими свойствами органоминеральных систем, ролью элементной серы, магнитностью сульфидных частиц, влиянием пересыщения и т. д. Весьма подробно фрамбоидальные формы пирита описаны на примере тихоокеанских осадков [13]. Находки ромбической модификации дисульфида железа — маркизита в морских осадках достоверно не подтверждены.

Другому случаю отвечают так называемые черные илы — окрашенные гидротроилитом осадки, в которых количество S кислоторастворимых сульфидов сравнимо и иногда превышает количество пиритной S. При слабом развитии сульфидной минерализации ($C_{\text{орг}}$ порядка 0,5%) они представляют собой отдельные пятна, штрихи и примазки, что характерно для удаленных от берега океанских осадков; при более высоких содержаниях $C_{\text{орг}}$ могут формироваться линзы, полиморфные сгустки и прослои различной мощности. Последнее чаще реализуется в морях и прибрежных районах океана. В подобных осадках были обнаружены и выделены сульфидные образования от мельчайших частиц до микроконкреций, в которых наряду с пиритом рентгенографически идентифицировались как макинавит, так и грейгит.

Черное рентгеноаморфное вещество, во многих случаях обуславливающее цвет осадков, легко растворимое в кислотах с выделением железа (II), H_2S и иногда элементной серы, принято называть гидротроилитом. Гидротроилит способен переходить в коллоидное состояние и мигрировать в иловой воде осадка, а также коагулировать, уплотняться с образованием полутвердых сгустков, стяжений и конкреций, в которых формируются кристаллические сульфидные фазы и, таким образом, является первичной минеральной формой. Основная часть его, по-видимому, представлена аморфным моносульфидом Fe. Обнаруживаемая после растворения в кислоте элементная сера может образоваться в самом осадке при диагенезе за счет окисления сульфидной S, а может принадлежать грейгиту и сульфидам Fe (III) и выделяться в ходе анализа. Очевидно, что в данном случае мы имеем дело с достаточно химически неоднородным объектом, поэтому приписывать гидротроилиту определенный химический состав нецелесообразно, хотя такие попытки и имели место (без экспериментальных доказательств): $FeS \cdot H_2O$,

$\text{Fe}(\text{HS})_2$, $\text{FeS} \cdot \text{H}_2\text{S}$, $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Гидротроилит чрезвычайно склонен к окислению на воздухе, что вносит дополнительные трудности при определении истинного состава образцов.

Находки кристаллического моносulfида — макинавита в морских осадках немногочисленны [13, 28], однако вполне вероятно, что макинавит представляет собой продукт кристаллизации аморфного FeS , в весьма тонкодисперсном состоянии постоянно присутствует в гидротроилите и является достаточно распространенным осадочным сульфидом. По причине дисперсности макинавита редко фиксируется рентгенографически, не вполне ясны особенности его морфологии, хотя и отмечена возможность существования (совместно с пиритом) в форме, близкой к фрамбоидам, состоящим из игольчатых и спутанно-волоконистых кристаллов [13]. Находки макинавита в сульфидных рудах, а также в отложениях современных гидротермальных источников говорит об устойчивости этого минерала.

Магнитный сульфид железа — грейгит, как правило, встречается совместно с другими сульфидами железа. Наиболее распространен парагенез грейгита с пиритом [3, 6, 7, 13, 28]. Магнитные конкреции из осадков Черного моря содержат значительное количество моносulfида [3].

Сульфидные образования, включающие грейгит, представляют собой черные, темно-серые, неправильной формы вкрапления, зерна и сростки с неровной поверхностью и слабым металлическим блеском. Иногда отмечается наличие несовершенных фрамбоидов. В тихоокеанских осадках описана находка магнитных агрегатов грейгит — гематит, где гематит находится внутри агрегатов сульфидов, являясь по отношению к ним первичным минералом [13].

Характерно, что в отличие от диагенетического пирита замещение и псевдоморфозы макинавита и грейгита по органическим остаткам наблюдаются довольно редко.

Судя по находкам в сравнительно древних отложениях (в олигоценых и миоценовых глинах), а также рудах [10, 19, 33, 47], грейгит, как и макинавит, весьма устойчив.

Многочисленные факты совместного присутствия различных сульфидных фаз делают необходимым обсуждение общей схемы сульфидообразования в диагенезе. Для этого целесообразно охарактеризовать особенности кристаллических структур, химическую природу, свойства, условия образования индивидуальных сульфидов и их модификаций, а также возможные пути их взаимных переходов и преобразований.

В табл. 1 и 2 приведены наиболее важные кристаллографические, структурные данные, а также некоторые физические и химические свойства низкотемпературных осадочных сульфидов железа [2, 39, 40, 48, 51].

Дисульфид железа — пирит (FeS_2) по своей химической природе представляет собой соль $\text{Fe}(\text{II})$ дисероводородной кислоты — H_2S_2 . В основе структуры пирита лежит кубическая гранецентрированная решетка типа NaCl , в которой места ионов Na^+ занимает $\text{Fe}(\text{II})$, а места ионов Cl^- — «центры тяжести» групп S_2^{2-} . Оси этих групп наклонены ко всем ребрам куба, что обеспечивает плотнейшую упаковку ионов. Наличие ковалентной связи $\text{S}—\text{S}$ подтверждается ИК-спектроскопией и другими методами [12] и позволяет рассматривать группу S_2^{2-} как самостоятельную единицу в структуре кристалла («гантельная» сера), в которой степень окисления серы равна -1 . В то же время связь Fe с S также обладает высокой степенью ковалентности (по сравнению с дисульфидами других металлов: MnS_2 , CoS_2 , NiS_2), что обуславливает особую прочность этого соединения.

Это справедливо и для другой модификации дисульфида Fe — марказита, решетка которого несколько искажена по сравнению с пиритной и относится к ромбической сингонии (близка решетке рутила). В кристаллах, не обладающих окислительным действием, дисульфид Fe не растворяется даже при кипячении. Это свойство широко используется для их химической идентификации и выделения. Однако они достаточно лег-

Номенклатура, кристалло- и рентгенографические данные низкотемпературных сульфидов железа

Минерал	Формула	Сингония, пространственная группа	Параметры элементарной ячейки, Å	Структурный тип	Наиболее интенсивные ($I > 1$) межплоскостные расстояния (d и hkl)
Пирит	FeS_2	Кубическая $R\bar{3}2$	$a_0 = 5,42$	Группа дисульфидов	3,128 (111); 3,709 (200); 2,423 (210); 2,2118 (211); 1,9155 (220); 1,6332 (311); 1,5640 (222); 1,5025 (230); 1,4448 (321); 1,2427 (331)
Марказит	FeS_2	Ромбическая $R\bar{3}m$	$a_0 = 4,44$ $b_0 = 5,41$ $c_0 = 3,38$	То же	3,44 (110); 2,71 (020, 101); 2,41 (111); 2,32 (120); 1,91 (121); 1,76 (211); 1,69 (002); 1,67 (130); 1,59 (031); 1,43 (310)
Грейгит (мельниковит)	Fe_3S_4	Кубическая $Fd\bar{3}m$	$a_0 = 9,88$	Группа шпинели	3,50 (220); 2,980 (311); 2,470 (400); 2,017 (422); 1,901 (331, 511); 1,746 (440); 1,506 (533); 1,286 (731, 553); 1,235 (800)
Макинавит	$\text{FeS}_{0,975}$	Тетрагональная $P4/nmm$	$a_0 = 3,68$ $c_0 = 5,03$	Группа PbO	5,03 (001); 2,97 (101); 2,31 (111); 1,838 (200); 1,808 (112); 1,725 (201); 1,674 (003); 1,562 (211); 1,524 (103); 1,409 (113)
Канзит	$\text{FeS}_{0,94}$	Кубическая (диффузная)	$a_0 = 10,14$	См. [22]	5,12 (200); 2,98 (311); 2,31 (331); 1,85 (440); 1,74 (531); 1,56 (533)
Смайтит	Fe_9S_{11}	Гексагональная $R\bar{3}m$	$a_0 = 3,47$ $c_0 = 34,4$	Группа NiAs	11,5 (003); 3,82 (009); 3,00 (101); 2,83 (104); 2,75 (015); 2,56 (107); 2,45 (018); 2,26 (1010); 2,16 (111); 1,979 (1013)

ко окисляются кислородом в присутствии воды по реакции: $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$. Характерно, что S пирита окисляется непременно до сульфата, а Fe, образуя сульфатный комплекс, при недостатке кислорода остается в степени окисления (II). Окисление марказита в условиях недостатка кислорода ведет к образованию S^0 .

Химический состав пирита варьирует в весьма ограниченных пределах. Отмечено, что в зависимости от очень небольших отклонений от стехиометрии — FeS_2 изменяются электропроводимость и оптические (отражательные) свойства кристаллов. Пирит морских осадков содержит примеси: Co, Ni, As, Se, изоморфно замещающие ионы Fe и S, а также Cu и Pb, образующие собственные сульфидные кристаллические решетки [1, 8].

В связи с тем, что S пирита является более окисленной формой (степень окисления I), чем сульфидная S (степень окисления II), в процессах образования пирита должны участвовать либо полисульфидная сера (S_n^{2-}), либо окислитель, осуществляющий реакцию: $2\text{S}^{2-} - 2e \rightarrow \text{S}_2^{2-}$. Такими окислителями в природных осадках могут быть трехвалентное железо, кислород и элементарная сера.

Другим фактором, обуславливающим образование пирита, является наличие слабокислой реакции среды ($\text{pH} < 6$). Опыты Р. Бернера [25] показали, что если сульфидизация подвергаются соединения Fe (II), то пирит образуется только при контакте реакционной смеси с атмосферой: $\text{Fe(II)} + \text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = \text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$. В случае использования соединений Fe (III) [гетит — $\alpha\text{FeO(OH)}$] образование пирита может происходить в инертной атмосфере и определяющим фактором становится величина pH (~ 4): $2\text{FeOOH} + 3\text{H}_2\text{S} = \text{FeS}_2 + \text{FeS} + 4\text{H}_2\text{O}$ [25, 44]. Известна реакция: $\text{FeS} + \text{S}^0 = \text{FeS}_2$ [35], идущая в слабокислой среде при нагревании.

Свойство	Пирит	Марказит
Твердость, кг/мм ² по Моосу по Викерсу	6—6,5 913—2056 пп	5—6 762—1561 пп
Электропроводность (полупроводн. — пп, металлич. — мет.)		
Магнитность	Диамagn. <742	Диамagn. <150
Термическая устойчивость, °C (фазы, образующиеся при распаде)	(пирротин+расплав серы, 0,1% Fe) —38,3	
Свободная энергия образования (ΔG_{298}^0 , ккал/моль) pH образования	<6,0	
Растворимость в кислотах	Устойчив в HCl и H ₂ SO ₄	Устойчив в HCl и H ₂ SO ₄
Окисление на воздухе	FeSO ₄ —FeOOH Fe(OH) ₃ +H ₂ SO ₄	FeOOH—S ⁰ Fe(OH) ₃ +H ₂ SO ₄

В. Родт [45] получал пирит при добавлении раствора трисульфида натрия Na₂S₃ в кипящий раствор соли Fe (II) в слабокислой и нейтральной средах. Пирит образуется также при распаде сульфидов Fe (III) при их подкислении, старении и нагревании [16, 46]. Механизм пиритообразования недостаточно ясен, однако присутствие окислителя и наличие слабокислой среды можно считать необходимыми условиями реакций. Повышение температуры лишь интенсифицирует указанные процессы.

Макинавит — кристаллический (тетрагональный) нестехиометричный моносульфид Fe (II), состав которого отвечает формуле FeS_{1-x}, где x — может изменяться от 0,04 до 0,07 [30]. Отклонения от стехиометрии связаны с вакансиями в подрешетке серы вследствие проявления интерметаллического типа связи, характерного для сульфидов переходных металлов. По некоторым данным интервал изменения состава значительно шире (от FeS_{0,9} до FeS_{1,1}), что объясняется присутствием ионов других элементов (Co, Ni), а также адсорбцией сульфидной S [27, 41]. Структура макинавита близка к структуре красной окиси свинца PbO, в которой свинец замещен S²⁻, а кислород — Fe²⁺ [51].

Условия образования макинавита, по данным лабораторных опытов, предусматривает наличие Fe (II) и сульфидной S при отсутствии кислорода. При контакте с атмосферой отмечено образование пирита. Величины pH-взаимодействия могут изменяться в широких пределах (от 1,8 до 11,7) [12, 41]. Повышение температуры может достигать до 100° C (выше 80° C частично образуется пирротин). Макинавит был получен также при взаимодействии H₂S или сульфида натрия с α-FeOOH в нейтральной и слабокислой средах при $t \leq 60^\circ \text{C}$, что, очевидно, говорит о предварительном восстановлении Fe (III) сульфидной S [25, 42, 43]. Устойчивость макинавита зависит от состава и, по-видимому, ограничена температурой 200° C, хотя для природных и синтетических образцов отмечены как более высокие (240° C), так и более низкие (120° C) температуры [40].

Макинавит легко растворим в кислотах, во влажном состоянии легко окисляется на воздухе с образованием гидроокисных форм железа и элементной серы.

Описаны и другие сульфиды Fe (II), близкие по условиям образования, составу и свойствам к макинавиту, среди них канзит, рентгено-

¹ Как правило, индексами Fe(II), Fe(III), S(I), S(II) принято обозначать степень окисления (валентное состояние) элемента в соединениях, а Fe²⁺, Fe³⁺, S²⁻, S₂²⁻ используются в тех случаях, когда важно подчеркнуть значение заряда иона в кристаллической решетке или в растворе.

низкотемпературных сульфидов железа

Макинавит	Грейгит	Смейгит
52—58 Мет. — пл	312 Мет. — пл	388
Парамагнетизм Паули <130—240 (пирротин, пирит, троилит+ +Fe) —22,3	Ферримагн., т-ра Кюри 307° <180—220 (пирротин) —69,4	Ферримагн. <75 (пирротин + пирит)
1,8—11,7	<6 (комн. т-ра), <9 (повыш. т-ра)	
Растворим в HCl и H ₂ SO ₄ при нагревании	Растворим в HCl и H ₂ SO ₄ (выделение S° при нагре- вании)	Растворим в HCl и H ₂ SO ₄ при нагревании
$\gamma\text{FeOOH} + \text{S}^0$	$\alpha\text{- и } \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} + \text{S}^0$	

грамма которого позволяет отнести структуру этого сульфида к кубической сингонии. Кубический канзит и тетрагональный макинавит различаются степенью упорядочения кристаллической решетки, демонстрирующей непрерывный структурный переход канзит—макинавит типа «беспорядок—порядок». Состав и свойства канзита не отличимы от свойств макинавита. Отмечено предпочтительное образование канзита в условиях щелочной среды [22].

Другой весьма близкой к макинавиту модификацией является кубический сульфид Fe, кристаллизующийся в структуре типа сфалерита. Образование этого сульфида, являющегося продуктом коррозии металлического железа разбавленными растворами H₂S (pH 4,0—4,5), наблюдалось в ассоциации с макинавитом [40]. Макинавит широко распространен не только в морских, но и в гидротермальных и магматических образованиях.

Физические и химические свойства макинавита (см. табл. 2) свидетельствуют о его достаточно высокой устойчивости при низких температурах [30] и легком переходе в пирротин или пирит при повышении температуры [25, 26, 40]. При нагревании синтетических образцов макинавита в условиях контакта с маточным сульфидным раствором отмечено образование грейгита [21, 25, 40, 41]. Описаны также случаи обратного перехода грейгита в макинавит [49, 50]. По-видимому, макинавит и грейгит можно рассматривать как фазы, устойчивые по отношению друг к другу и способные при соответствующих условиях существовать без изменения.

Грейгит представляет собой ферромагнитный сульфид Fe, обладающий кубической кристаллической решеткой и структурой шпинели. Впервые под названием мельниковит он был описан Б. Доссом [33] в миоценовых глинах и И. И. Волковым и Э. А. Остроумовым [6] в голоценовых черноморских осадках, а после работы Г. Леппа [38], осуществившего лабораторный синтез и физико-химическое исследование этого соединения, стала возможной его рентгенографическая идентификация, что повлекло за собой новые находки грейгита совместно с другими сульфидами как в современных морских осадках, так и в древних отложениях [40, 51]. Минералогическая идентификация (под названием мельниковит) была впервые произведена А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко [19]. Название грейгит было введено после появления описания этого минерала, найденного в четвертичных глинах Калифорнии [47], и с тех

пор, несмотря на предпочтительность первого названия [20], является общепринятым.

В чистом мономинеральном виде грейгит не удастся получить и в ходе низкотемпературных лабораторных синтезов, что делает весьма затруднительным определение истинного состава этого минерала. Поэтому приписываемая ему формула Fe_3S_4 является лишь предположительной, хотя и наиболее вероятной. Сульфид, обнаруженный Б. Доссом, по данным анализа имел состав Fe_3S_7 и рассматривался автором как смесь моносulfида с особой кислоторастворимой формой дисulfида железа — FeS_2 , которая и была названа мельниковитом (грейгитом). Однако существуют данные о достаточно полном превращении макинавита в грейгит [52], что позволяет говорить о значительно меньшем содержании в нем S.

Есть данные о содержании S в грейгите, близком к содержанию в моносulfиде, хотя для некоторых природных образцов были отмечены составы, отвечающие формуле Fe_3S_4 (или $\text{FeS}_{1,33}$) [19, 21, 40, 47, 51]. По-видимому, состав грейгита не может быть выражен однозначно вследствие того, что его структура допускает переменное содержание Fe и из-за постоянно присутствующих примесей других сульфидов Fe в анализируемых образцах.

Магнитные свойства и структура шпинели дают основание считать грейгит сульфидным аналогом магнетита — Fe_3S_4 . Последнее подразумевает наличие в нем части Fe в степени окисления III. Относительно состояния Fe в грейгите имеется ряд противоречивых данных. Мессбауэровские спектры, снятые для синтетических образцов при $T=4,2$ К, свидетельствуют о присутствии в решетке грейгита магнитноупорядоченных ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} как в тетраэдрических, так и октаэдрических позициях, что отвечает составу: $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{S}_4$ [2]. Аналогию грейгит — магнетит подтверждают также исследования с применением внешних магнитных полей [2]. Данные метода ЭПР также свидетельствуют о наличии Fe в обеих степенях окисления, а ИК-спектры — об отсутствии в составе грейгита дисulfидных групп S_2^{2-} [12].

С другой стороны, наибольшее число лабораторных синтезов грейгита, включая биосинтез, выполнено с использованием соединений Fe (II) и сульфидной S в условиях, исключающих окисление двух третей исходного Fe [21, 36, 41, 49], хотя и известны случаи его образования в присутствии Fe (III) или воздуха [25], при сульфидизации аморфной гидроокиси железа, α - и γ - FeOOH , а также при действии полисульфидов Na на Fe (II) [38]. Экспериментальные данные свидетельствуют, что образованию грейгита (как и пирита) способствует слабокислая среда и нагревание. При комнатной температуре грейгит получен лишь совместно с пиритом при самопроизвольном распаде сульфидов Fe (III) — Fe_2S_3 [46], а при действии Na_2S на FeCO_3 получался смайтит [41], который может рассматриваться как гексагональная модификация грейгита [34] (см. табл. 1 и 2).

Таким образом, совокупность имеющихся данных не позволяет считать решенными вопросы о составе и путях образования грейгита. Наиболее неопределенным в суждениях о грейгите является вопрос о наличии или отсутствии в его составе Fe (III) наряду с Fe (II). В пользу Fe (III) говорит шпинельная структура грейгита и его составы, характеризующиеся избыточным содержанием S по сравнению с формулой моносulfида. В пользу присутствия только Fe (II) говорят условия образования грейгита, обеспечивающие восстановление Fe (III) до Fe (II).

Грейгит растворяется в кислотах при нагревании (HCl) с выделением H_2S , элементарной серы и Fe (II). Отмечено медленное растворение в воде, насыщенном CO_2 . При нагревании до 190°C грейгит устойчив, а выше распадается, выделяя пирит и пирротин. Распад с образованием пирита отмечен также при высоком давлении (>1000 атм). Окисление кислородом в водной суспензии приводит к образованию $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. а окисление в процессе сушки — $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [38].

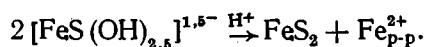
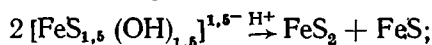
Обнаружение грейгита совместно с моносulfидом и пиритом, промежуточное между ними содержание серы: $1 < S/Fe < 2$, а также описанные выше свойства дают основание вслед за Б. Доссом и Г. Леппом считать его переходной фазой в процессе пиритизации моносulfида. Однако существующие противоречия относительно состояния Fe и S в этом sulfиде оставляют открытыми вопросы о взаимоотношениях указанных фаз и механизмах их преобразования. Очевидно, что дальнейшее изучение химии грейгита существенно расширит возможности диагностики условий этих процессов.

В этой связи целесообразно рассмотреть имеющиеся данные о sulfидных соединениях трехвалентного железа, несмотря на то, что в морских осадках они не обнаружены (если не считать таковым грейгит).

Sulfиды железа (III) представлены следующими формами: собственно sulfид — Fe_2S_3 , тиферриты общей формулы — $Me^I FeS_2$ и гидроксотиферриты различного состава — $Me_m^I [Fe^{III}S_x(OH)_n]$. Сама возможность существования подобных соединений Fe (III) долгое время оставалась под вопросом. При взаимодействии суспензии гидроокиси Fe с H_2S при величине pH 9,5 был получен аморфный sulfид Fe_2S_3 , автоклавная обработка которого привела к образованию тетрагонального sulfида того же состава [46]. Моноклинный Fe_2S_3 был получен действием H_2S на этилат или метилат Fe (III) [29]. Еще в начале века были выделены как низкотемпературные ($KFeS_2$, NH_4FeS_2), так и высокотемпературные тиферриты. Недавно подобные соединения ($KFeS_2$, $NaFeS_2$ и др.) были обнаружены в природе в виде устойчивых кристаллических минеральных форм [31, 32].

Тиферриты могут быть получены как при взаимодействии соединений Fe(III) с sulfидной S, так и при реакции Fe(II) с полиsulfидной и элементной S в щелочной среде. В кислой среде происходит восстановление Fe (III) sulfидной S. Таким образом, направление окислительно-восстановительного процесса в системе: Fe^{2+} , Fe^{3+} , S^{2-} , S^0 определяется кислотно-основными свойствами среды. Этот факт может иметь большое значение не только в области высоких температур, но и для низкотемпературных лабильных, коллоидоподобных систем в интервале величин pH 5—9, какими являются свежееобразованные sulfидные и гидроокисные фазы морских осадков.

Лабораторными исследованиями [15] было показано, что при взаимодействии свежееобразованной гидроокиси Fe с sulfидной S в присутствии солевого фона (NaCl), соответствующего солёности морской воды, образуются гидроксотиферриты Na различного состава: $Na_{1,5}FeS(OH)_{2,5}$, $Na_{1,5}FeS_{1,5}(OH)_{1,5}$ и до $NaFeS_2$, устойчивые при величине pH-образования. Взаимодействие сопровождается частичным восстановлением Fe (III). При величине pH 6,0 восстанавливается 20% Fe (III), при pH 7,0 — около 8%, а при pH 9,5 — 4%. Sulfидные соединения Fe (III) обладают индивидуальной кристаллической структурой, сходной для различных составов [17]. Они легко окисляются кислородом воздуха с образованием гидроокиси Fe и элементной S, растворяются в кислотах с выделением Fe (II), H_2S и S^0 . Нагревание приводит к образованию пирита. Длительная выдержка высушенного образца привела к распаду фазы на пирит и грейгит. При подкислении водных суспензий гидроксотиферритов возможны различные варианты распада в зависимости от состава соединений [16]. Например, при величинах pH 4—5, по-видимому, идет медленный распад по реакции:



Быстрое подкисление осадка любого состава сопровождается полным его растворением: $2 [FeS_{1,5}(OH)_{1,5}]^{1,5-} \xrightarrow{H^+} 2Fe^{2+} + S^0 + 2H_2S$.

Возможность образования соединений типа гидроксотиферритов в условиях морских осадков и их химические свойства допускают рас-

смотрение их в качестве промежуточных продуктов в процессе пиритообразования как взаимодействия гидроокисных форм Fe с сульфидной S. В данном случае становится понятна роль слабокислой среды, необходимой для образования пирита. Она заключается в нейтрализации гидроксильных групп и разрушении, таким образом, координационной сферы Fe, что и влечет за собой внутрифазную окислительно-восстановительную реакцию образования пирита.

Будучи промежуточными и относительно нестабильными соединениями, гидроксотиокомплексы Fe (III), вероятно, могут присутствовать в природных осадках в весьма ограниченных количествах. Возможно, что выделение элементной S при кислотной обработке проб свидетельствует о наличии не только грейгита, но и описанных сульфидов.

Изложенные выше данные о химических свойствах и способах образования индивидуальных сульфидов Fe позволяют рассмотреть возможные пути развития сульфидной минерализации природных морских осадков.

Современный подход к проблемам диагенетического сульфидообразования базируется на представлении о постепенном переходе всех известных сульфидных форм в пирит, являющийся наиболее устойчивой и конечной формой преобразования метаболического H_2S . Остальные сульфиды (макинавит, грейгит) считаются метастабильными, переходными к пириту фазами. Впервые общую схему пиритообразования предложил Б. Досс в связи с обнаружением мельниковита [33]. Она включает в себя действие H_2S на соединения Fe осадка с образованием коллоидного геля моносulfида, переход последнего в лабильную форму — мельниковит и далее в стабильную форму — пирит. Поскольку для преобразования моносulfида в дисulfид необходим окислитель, была предложена и экспериментально подтверждена окислительно-восстановительная реакция: $FeS + S^0 \rightarrow FeS_2$ [35]. Эта реакция идет с заметной скоростью лишь при нагревании, в условиях слабокислой среды и в присутствии веществ, способных переводить S^0 в растворенное подвижное состояние, например, $SO_3^{2-} + S^0 \rightarrow S_2O_3^{2-}$ [24]. Слабощелочные условия препятствуют образованию пирита [35].

Кислотность среды в морских осадках характеризуется величинами pH 7—8,5, однако возможно, что окислительное разложение ОВ вызывает локальные подкисления ($pH \leq 6,0$), создавая необходимые условия для данной реакции. Расчет скорости реакции для температур реальных осадков приводит к оценке продолжительности пиритообразования в десятки лет [27, 41]. В то же время имеются данные, полученные радиоизотопными методами, о значительно более быстром (дни и месяцы) протекании этого процесса [11, 34, 37]. Есть мнение об участии в процессе полисульфидов (S_4^{2-} , S_5^{2-}) [41, 44], но в иловых водах морских осадков они пока не обнаружены. Присутствие сульфитов и тиосульфатов в иловой воде доказано [18], однако количественной оценки их влияния на процесс пиритообразования не имеется. Таким образом, до сих пор не существует экспериментального подтверждения процесса $FeS + S^0 = FeS_2$ в условиях реальных осадков (pH 7,5; $t < 10^\circ C$). Пока нет никаких оснований и для помещения грейгита в качестве промежуточного сульфидов в цепочку: макинавит — грейгит — пирит.

Образование пирита рассматривают так же, как результат одноактного процесса взаимодействия H_2S с Fe (III) гидроокисных форм [21, 37]. Экспериментально установлено, что в случае сульфидизации аморфной гидроокиси Fe (III) пиритообразование может идти через промежуточные гидроксотиоферритные соединения [14]. Участие гидроокисных форм Fe в сульфидообразовании может быть ограничено тем, что часть Fe (III) в осадках способна восстанавливаться некоторыми продуктами распада ОВ. Конкретные данные о составе, восстановительной активности и механизмах реакций этих органических соединений отсутствуют, однако возможно, что эта стадия предшествует сульфатредукционному процессу. Таким образом, несмотря на всю неполноту данных о преобразовании $FeS + S^0 = FeS_2$, эта реакция используется, чтобы объяснить

процесс пиритообразования в анаэробной обстановке при отсутствии в осадке аморфных гидроокисных форм Fe [4].

Рассматривая сульфидообразование в условиях реальных морских осадков с учетом изложенных выше данных, можно отметить, что моносulfиды Fe (как аморфный моносulfид гидротроилит, так и кристаллический макинавит) вследствие высокой склонности к окислению кислородом могут формироваться исключительно в анаэробной обстановке, в широком интервале величин pH осадков (5—9) при наличии в иловой воде Fe (II) и сульфидной S в количествах, достаточных для достижения произведения растворимости этих соединений ($5 \cdot 10^{-18}$). К этому следует добавить также действие сульфидной S на Fe (II), сорбированное поверхностью различных минералов осадка, а также входящее в их структуру. Для формирования дисульфида Fe — пирита, как было указано, необходим окислитель сульфидной S, а также слабкокислая среда. Таким образом, условия, наиболее благоприятные для образования пирита, в большей степени отвечают начальной стадии сульфатредукционного процесса, т. е. зонам контакта бактериального H_2S с окисленным и содержащим кислород осадком, а условия для формирования моносulfидов складываются позднее, при создании анаэробной обстановки. В зонах контакта в результате окисления H_2S и образующихся сульфидов выделяется элементарная S, что делает возможной реакцию $FeS + S = FeS_2$. Окисление пирита приводит к понижению величины pH, необходимому для дальнейшего пиритообразования, и, кроме того, имеется возможность непосредственного взаимодействия сульфидной S с гидроокисными формами Fe, в том числе и свежееобразованными в результате тех же процессов окисления сульфидов.

Все вышесказанное свидетельствует о том, что многие вопросы о единой схеме сульфидообразования в диагенезе осадков остаются открытыми. К ним следует отнести, на наш взгляд, выяснение количественного соотношения форм двух- и трехвалентного железа, принимающих участие в образовании сульфидов и изучение реакций сульфидной серы с конкретными формами (кристаллическими окисными, гидроокисными и силикатными формами Fe(II) и (III)). Необходимо установить природу, истинный состав, изучить свойства грейгита и определить его место в общем процессе сульфидизации осадка. Весьма важно определить условия и скорости переходов макинавита — грейгит, мельниковит — пирит, грейгит — пирит. Большой интерес представляет установление физико-химического механизма формирования отдельных морфологических форм сульфидов, в частности фрамбоидального пирита. Необходимы также методические исследования по разделению и анализу многофазных сульфидных систем.

Для интерпретации процессов сульфидообразования важно правильное понимание стабильности сульфидных форм, которая имеет смысл только при указании конкретных условий в данной системе. Например, в морских осадках ($t < 10^\circ C$; pH 7—8,5) при отсутствии окислителей (O_2 , S^0 , Fe (III)_{реакт}) одинаково стабильны как пирит, так и макинавит, а аморфный моносulfид не стабилен только по отношению к макинавиту, как гель по отношению к кристаллической фазе. Поэтому в данной системе самопроизвольный переход моносulfидов в пирит невозможен. Наличие в системе элементарной S (в виде подвижной формы $S_2O_3^{2-}$) позволяет говорить (на основании экспериментальных данных) о нестабильности системы $FeS_{тв} - S_2O_3^{2-}_{р-р}$ относительно пирита. Возможность внутрифазного окислительно-восстановительного распада позволяет рассматривать сульфиды Fe (III) и грейгит при условии наличия в нем Fe (III) как неустойчивые относительно моносulfида и пирита. Однако кроме самой возможности какого-либо преобразования существенную роль играет кинетическая характеристика процессов. С этой точки зрения весьма перспективно изучение как окисления моносulfидов элементарной серой: $FeS + S^0$, так и окисления каждой из сульфидных форм растворенным кислородом.

В целом для понимания закономерностей сульфидной минерализации морских осадков необходимо рассмотрение всей совокупности геохимических данных, отражающих понятия раннего диагенеза.

Литература

1. Бутузова Г. Ю. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 3—16.
2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 576 с.
3. Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 68—92.
4. Волков И. И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков.— В кн.: Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979, с. 363—413.
5. Волков И. И., Жабина Н. Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
6. Волков И. И., Остроумов Э. А. Конкреции сульфида железа в отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 4, с. 645—648.
7. Волков И. И., Розанов А. Г., Ягодинская Т. А. Микроконкреции пирита в осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 1, с. 195—198.
8. Волков И. И., Фомина Л. С. Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 18—24.
9. Гриненко В. А. Фракционирование изотопов серы, углерода и кислорода при формировании современных морских осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979, с. 468—494.
10. Груздев В. С., Брызгалов И. А., Черникова Н. М., Шумкова Н. М., Грейгит из Якутии и его оптические свойства.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 915—918.
11. Иванов М. В. Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках океана.— В кн.: Химия океана, Т. 2. Геохимия донных осадков. Сер. Океанология. М.: Наука, 1979, с. 312—348.
12. Козеренко С. В. Фазовые взаимоотношения и состав сульфидов железа: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т геохимии и аналитич. химии им. В. И. Вернадского АН СССР, 1972. 22 с.
13. Леин А. Ю. Диагенетические минералы. Сульфиды.— В кн.: Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 75—85.
14. Морозов А. А. Исследование взаимодействия железа с сульфидной серой: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. хим. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980. 24 с.
15. Морозов А. А., Розанов А. Г. О взаимодействии гидроокиси железа с сульфидной серой.— Ж. неорг. химии, 1979, т. 24, № 12, с. 3302—3306.
16. Морозов А. А., Розанов А. Г. О продуктах низкотемпературного взаимодействия гидроокиси железа с сульфидной серой.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 56—72.
17. Морозов А. А., Розанов А. Г., Сидоренко Г. А. О низкотемпературном тиоферрите натрия.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 6, с. 1352—1356.
18. Остроумов Э. А., Кулумбеашиви В. А. Тиосульфаты в иловых водах осадков Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 4, с. 981—983.
19. Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1963, т. 92, № 5, с. 547—554.
20. Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1968, т. 97, № 3, с. 321—324.
21. Розанов А. Г. Экспериментальное изучение условий образования низкотемпературных сульфидов железа.— В кн.: Исследования по химии моря. М.: Наука, 1973, с. 172—184.
22. Розанов А. Г., Сидоренко Г. А., Зайцева Г. М. Еще раз о канзите и макинавите.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2, с. 144—149.
23. Соколов В. С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках.— В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 28—41.
24. Allen E. T., Grenshaw J. L. Effect of temperature and acidity in the formation of marcasite and wurtzite, a contribution to the genesis of unstable forms.— Amer. J. Sci. Ser. IV, 1914, v. 33, 393—431.
25. Berner R. A. Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperatures and atmospheric pressure.— J. Geol., 1964, v. 72, № 3, p. 293—306.
26. Berner R. A. Thermodynamic stability of sedimentary iron sulfides.— Amer. J. Sci., 1967, v. 265, № 9, p. 773—785.
27. Berner R. A. Sedimentary pyrite formation.— Amer. J. Sci., 1970, v. 268, № 1, p. 1—23.
28. Berner R. A. Iron sulfides in pleistocene deep Black Sea sediments and their paleo-oceanographic significance.— In: The Black Sea — Geology, Chemistry and Biology, Tulsa (Oklahoma, USA): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, p. 524—531.
29. Boehm H. P., Fleig E. Zur Kenntnis des Eisen (III) — sulfides.— Angew. Chem., 1966, B. 78, № 21, s. 987—993.
30. Clark A. W. Some comments on the composition and stability relations of mackinowite.— N. Yb. Mineral. Mh., 1966, v. 10, p. 300—304.

31. Czamanske G. K., Erd R. C., Leonard B. F., Clark J. R., Bartonite, a new potassium iron sulfide mineral.— Amer. Miner., 1981, v. 66, N 3—4, p. 369—375.
32. Czamanske G. K., Leonard B. F., Clark J. R. Erdite, a new hydrated sodium iron sulfide mineral.— Amer. Miner., 1980, v. 65, № 5—6, p. 509—515.
33. Doss B. Melnikowit, ein neues Eisen-disulfid, und sein Verhalten bei der Genese von Pyritlagerstätten.— Z. prakt. Geol., 1912, B. 20, s. 453—458.
34. Erd R. C., Evans H. T., Richter D. H. Smythite, a new iron sulfide and associated pyrrhotite from Indiana.— Amer. Miner., 1957, v. 42, № 5—6, p. 309—333.
35. Feld W. Über die Bildung von Eisenbisulfid (FeS_2) in Lösungen und Entstehung der natürlichen Pyritlager.— Z. Angew. Chem., 1911, B. 24, № 3, S. 291—301.
36. Hallberg R. O. Iron and zinc sulfides formed in continuous culture of sulfate-reducing bacteria.— N. Yb. Miner. Mh., 1972, h. 11, p. 481—500.
37. Howarth R. W. Pyrite: Its rapid formation in a salt marsh and its importance in ecosystem metabolism.— Science, 1979, v. 203, № 4375, p. 49—51.
38. Ieep H. The synthesis and probable geologic significance of melnicovite.— Econ. Geol., 1957, v. 52, № 5, p. 528—535.
39. Power Diffraction File. Philadelphia. Amer. Soc. for Testing and Materials. 1968, № 6—0710, 3—0799, 16—713, 15—37, 10—437.
40. Power L. F., Fine B. A. The iron-sulphur system. Part I. The structures and physical properties of the compounds of the low-temperature phase fields.— Minerals science and Engineering, 1976, v. 8, № 2, p. 106—128.
41. Rickard D. T. The chemistry of iron sulphide formation at low temperatures.— Stockholm contributions in Geology, 1969, v. 20, p. 67—95.
42. Rickard D. T. Kinetics and mechanism of the sulfidation of goethite.— Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 8, p. 941—952.
43. Rickard D. T. Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatures.— Amer. J. Sci., 1975, v. 275, № 6, p. 636—652.
44. Roberts W. M., Walker A. L., Buchmann A. S. The chemistry of pyrite formation in aqueous solution and its relation to the depositional environment.— Miner. Deposits, 1969, v. 4, N 1, p. 18—29.
45. Rodt V. Aufklarungen zur Eisentrisulfids.— Z. Angew. Chem., 1916, B. 29, № 3, S. 422—423.
46. Schrader R., Pietzsch C. Über amorphes und kristallines Eisen (III) — sulfid.— Krist. und Techn., 1969, B. 4, № 3, S. 385—397.
47. Skinner B. J., Erd R. C., Grimaldi F. S. Greigite, the thio-spinel of iron, a new mineral.— Amer. Miner., 1964, v. 49, № 5—6, p. 543—555.
48. Taylor P. The stereochemistry of iron sulfides — a structural rationale for the crystallization of some metastable phases from aqueous solution.— Amer. Miner., 1980, v. 65, N 9—10, p. 1026—1030.
49. Uda M. On the synthesis of greigite.— Amer. Miner., 1965, v. 50, № 9, p. 1487—1489.
50. Uda M. Synthesis of magnetic Fe_3S_4 .— Scientific papers of the Inst. of Phys. Chem. Res., 1968, v. 62, № 1, p. 14—23.
51. Ward J. C. The structure and properties of Some iron sulphides.— Rev. Pure and Appl. Chem., 1970, v. 20, p. 175—206.
52. Yamagushi S., Wada H. Umwandlung des Fe_3S_4 von $\text{Fd}3\text{m}$ nach $\text{Pa}3$, $\text{P}4/\text{mmm}$ bzw. $\text{P}6_3/\text{mmc}$ beim hydrothermalen Proze.— Krist. und Techn., 1971, B. 6, № 3, S. 353—358.

УДК 552.16 : 551.3.053

О РОЛИ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССАХ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ

**ДРИЦ В. А., СЛОНИМСКАЯ М. В., СТЕПАНОВ С. С.,
ЮРКОВА Р. М., ДАЙНЯК Б. А.**

В статье изложены результаты изучения роли глубинных восстановленных флюидов в процессе серпентинизации ультрабазитов на примере серпентинитов из офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского нагорья. Для детально минералогически изученных первичных минералов (оливин, пироксен, хромшпинелид и др.) и серпентинов различных генетических типов установлен состав газовых компонентов и прослежена динамика изменения этих компонентов от оливинов и пироксенов к серпентинам ранней и поздней генераций. Степень изохимичности процесса серпентинизации оценивалась путем расчета баланса вещества исходных и конечных продуктов. Предложен конкретный механизм начальной серпентинизации под воздействием газовой фазы, учитывающий специфику окисления H_2 , CH_4 , CO как источников ОН-групп серпентиновых минералов. Предложенный механизм объясняет возможность протекания локальных реакций серпентинизации без переноса вещества на значительные расстояния, а также без привноса значительных количеств кислорода.

История исследований по проблеме серпентинизации ультрабазитов насчитывает более 100 лет [19, 23]. Несмотря на большие успехи, достигнутые в детальном изучении продуктов серпентинизации, прогнозировании и моделировании физико-химических условий процесса, изучении геологических условий проявления того или иного типа серпентинизации, к настоящему времени в этой проблеме остается немало неясных, нерешенных и дискуссионных вопросов. Большой обзор литературы до 1976 г. по проблеме серпентинизации приводится в монографии Штейнберга Д. С. и Чашукина И. С., в более позднем сборнике докладов, представленных на симпозиуме по серпентинам в Торонто и других публикациях [19, 23, 24]. Рассмотрение литературных источников показывает, что наиболее труднорешаемым и наиболее важным в проблеме серпентинизации по-прежнему является вопрос об условиях ранней (начальной) серпентинизации, представления о которых не выходят за рамки в той или иной мере обоснованных гипотез [3, 14, 15, 19, 24, 29]. Со времени экспериментов по моделированию природных процессов серпентинизации ультрабазитов, выполненных Боуэном Н. Л. и Таттлом О. Ф., оформилась и стала господствующей гипотеза об образовании серпентинов в результате наложенной гидратации твердых продуктов мантийных реститов под влиянием различных водных растворов: из вмещающих пород, связанных с гранитным магматизмом, метеорных и океанских вод [2, 19, 24, 29, 30]. На основании данных об изотопном составе связанной воды в серпентинизированных альпинотипных гипербазитах отдается предпочтение метеорным водам как источнику серпентинизирующих растворов [30]. Однако при приложении этой гипотезы к реальным природным объектам возникает ряд трудностей, которые до настоящего времени не разрешены или вызывают острые дискуссии. Это, например, вопрос о механизме и путях равномерного поступления огромных объемов воды, необходимой для региональной серпентинизации массивных гипербазитов, и стадийность этого процесса. Трудно совместимы с этой гипотезой восстановительные условия ранней серпентинизации, на которые указывает наличие в начально серпентинизированных ультрабазитах самородных металлов и сплавов, H_2 , CH_4 и CO , вхождение железа в состав сингенетичного антигорита преимущественно в виде Fe^{2+} . Кроме того, при использовании метеорных или других вод в качестве аген-

тов серпентинизации трудно объяснимы факты резкого различия минерального (антигорит, лизардит) и изотопного ($\delta^{18}\text{O}=2,7$ и $5,3$) составов ранних серпентинов, проявляющихся на расстоянии первых миллиметров [21]. В этом случае при огромных масштабах региональной серпентинизации следует, по-видимому, ожидать усредненной (выровненной) картины состава минералов и изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$, δD) продуктов гидратации ультрабазитов. Тем не менее после блестящих экспериментальных работ с гидротермальными растворами, выполненных вслед за Боуэном Н. Л. и Таттлом О. Ф., представления Лодочникова В. Н., Бенсона В. Н., Левинсона-Лессинга Ф. Ю., Хесса Х. Х., Заварицкого А. Н. и др. об автометасоматической серпентинизации, в том числе с участием водорода, были признаны несостоятельными [6, 10, 12, 22]. Однако в последние 10—15 лет в связи с накоплением фактического материала по геологии, петрографии и минералогии ультрабазитов, по экспериментальному моделированию процессов серпентинизации с участием безводных флюидов, изучением флюидов в ультраосновных породах, а также развитием общетеоретических представлений об условиях формирования офиолитов в литературе обсуждается вопрос о возможности ранней серпентинизации ультрабазитов при участии восстановленных газов (H_2 , CH_4) [3, 11, 13—15, 21]. В этом случае образование гидроксильных групп серпентинов в глубинных условиях связывается с окислением H_2 или CH_4 , которые содержались в первичных минералах (оливин, пироксен) или были привнесены восходящими флюидами из мантии [7, 8, 9, 11, 13, 21]. Эти представления снимают многие вышеописанные трудности, связанные с предположением о серпентинизации с участием водных флюидов, и позволяют с новых позиций вернуться к обсуждению гипотезы об автометаморфической серпентинизации.

Имеющиеся сведения о содержании газов в серпентинитах немногочисленны и приводятся для пород в целом [11, 13]. В то же время для решения вопроса об участии глубинных восстановленных флюидов в процессах серпентинизации прежде всего необходимо провести детальное минералогическое изучение как первичных минералов (оливин, пироксен, хромшпинелид и др.), так и серпентинов различных генетических типов, а также установить в них состав газовых компонентов с тем, чтобы проследить динамику изменения содержания этих компонентов от оливинов и пироксенов к серпентинам ранней и поздней генераций. Очевидно, что только такое исследование с использованием данных эксперимента, выявляющих специфику процессов окисления H_2 , CH_4 , CO [28] как возможных источников ОН-групп серпентинных минералов, позволит подойти к рассмотрению конкретных механизмов серпентинизации под воздействием газовой фазы. При этом степень изохимичности процесса может контролироваться по балансу вещества исходных и конечных продуктов. Такое исследование было проведено нами на примере серпентинитов из офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского нагорья, формирование которых связывается с процессами тектонической деструкции в краевых частях океанов, в глубоководных впадинах окраинных морей [16]. Изучены следующие серпентиниты, залегающие в различных структурно-тектонических позициях в пределах Восточного Сахалина: 1) апогарцбургитовые с псевдоморфными структурами (степень серпентинизации 70—80%) из центральных частей относительно крупного (42 км^2) дунит-гарцбургитового массива п-ова Шмидта (обр. 251); 2) вторичные, образованные в основном за счет серпентинитов I типа, залегающие: а) в виде протрузий в туфы спилит-диабазовой формации (обр. 446); б) в основании аллохтонной пластины серпентинитового меланжа, надвинутой на сеноманскую вулканогенно-флишоидную толщу (обр. 626); в) на контакте с родингитами (обр. 457); г) в виде полос в полосчатом габбро-пироксенит-перидотитовом комплексе (обр. 1335). Изучались также аподунитовые серпентиниты с проявлениями рудного (пентландит, хромшпинелид) метасоматоза. Они залегают в виде массивных блоков в аллохтонном комплексе серпентинитового

Таблица 1

Химический состав минералов из серпентинитов, по данным электронно-зондового микроанализа, %

№ образца	Минерал	Окисел									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	NiO	сумма	H ₂ O+
251, о	Оливин	41,62	0,00	0,0	—	9,33	48,55	0,0	0,31	99,81	Нет
251, а	Антигорит апооливиновый	42,07	1,49	0,04	2,07***	3,00	39,37	0,87	0,27	89,18	11,03**
251, в	Лизардит I апооливиновый	41,94	0,09	0,0	6,19	—	39,85	0,19	0,28	87,93	12,06**
251, е	Лизардит II апооливиновый	39,40	0,00	0,05	6,57	—	40,07	0,09	0,28	86,46	Не опр.
251, м*	Клинохризотил (прожилки)	39,60	1,19	Не опр.	6,55	1,84	34,28	3,74	Не опр.	87,20	11,38
251, и	Лизардит игольчатый апопироксеновый	41,31	0,38	0,63	—	7,07	39,23	0,30	0,0	88,9	Не опр.
251, б	Лизардит баститовый	39,67	0,0	0,01	2,62***	5,50	40,06	0,17	0,11	88,14	»
251, з	Амфибол апопироксеновый	41,20	0,96	0,14	—	20,49	21,30	13,44	0,0	97,53	»
251, ж	Энстатит	56,56	0,92	1,88	—	7,03	33,13	0,69	0,04	100,25	Нет
251, д	Диопсид	54,16	1,05	1,93	—	2,79	18,41	22,56	0,03	100,93	»
251*	Порода	37,74	2,0	0,28	4,81	2,88	35,97	1,14	Не опр.	84,82	13,07
446	Лизардит	42,17	0,53	0,16	2,94***	2,83	39,52	0,04	0,03	88,22	11,76**
626	»	42,68	0,31	0,66	10,98	—	35,34	0,10	0,04	90,11	Не опр.
1335*	Лизардит+клинохризотил (5%) +магнетит (0,5—1,0%)	39,27	0,26	Не опр.	5,25	0,83	38,85	0,37	Не опр.	84,83	13,35
284*	То же+пентландит (0,5%)	39,51	0,20	»	3,42	2,86	38,91	0,20	»	85,10	12,99
457	Антигорит	41,38	0,12	0,19	1,13***	4,67	38,74	0,0	0,0	86,23	12,00**
284, а	»	40,52	0,69	0,0	—	4,54	40,79	0,0	0,22	86,76	Не опр.
251, х	Хромшпинелид	0,09	24,31	39,21	—	20,59	13,49	0,0	0,0	97,69	Нет

* По данным мокрого химического анализа; в этом случае не приводится содержание MnO, Na₂O, K₂O, TiO₂, H₂O⁺, в сумме составляющие до 2%.

** Данные микротермовесового анализа.

*** Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ по данным ЯГР.Прочерк означает, что Fe представлено в какой-либо одной форме (Fe²⁺ или Fe³⁺).

Количество ионов для породообразующих минералов апогарцбургитового серпентинита (по данным электронно-зондового анализа)

Ион	Образцы										
	251, о	251, а	251, в	251, е	251, ж	251, б	251, и	251, з	251, жс	251, д	251, х
Si	1,01	3,78	3,94	3,76	3,80	3,77	3,88	6,42	1,96	1,95	—
Al ^{IV}	—	0,16	0,01	—	0,14	—	—	0,17	0,04	0,04	0,89
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	0,04	0,02	0,05	0,05	0,97
Fe ³⁺	—	0,14	0,44	0,47	0,48	0,18	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,19	0,22	—	—	0,15	0,44	0,56	2,65	0,20	0,08	0,53
Mg	1,77	5,26	5,62	5,74	4,94	5,71	5,57	4,97	1,72	0,99	0,63
Ca	—	0,08	0,02	0,01	0,38	0,02	0,02	2,24	0,02	0,87	—
Ni	0,01	0,02	0,02	0,02	—	0,01	—	—	—	—	—
Σ катионов	2,98	9,66	10,05	10,0	9,89	10,13	10,11	16,47	3,99	3,98	3,02
ОН	—	7,18	7,56	8,0	8,0	8,0	8,0	2,0	—	—	—
O	4,0	10,0	10,44	10,0	10,0	10,0	10,0	22,0	6,0	6,0	4,0

Примечание. Прочерк показывает отсутствие ионов, исходя из расчета кристаллохимических формул.

меланжа Эконайской структурной зоны Корякского хребта (обр. 284). Было проведено детальное минералогическое изучение вышеописанных типов серпентинитов комплексом методов (рентгеноструктурный, химический, электронно-зондовый, термогравиметрический анализы, микродифракция электронов, ЯГР-спектроскопия, растровая электронная микроскопия) и дана трактовка условий их генезиса. Зерна, пластинки, чешуйки серпентинитов определенных морфогенетических типов (петельчатые, баститовые, игольчатые) размерностью в интервале 63—5 мкм отделялись друг от друга и от других минералов-примесей с помощью градиентной трубки, сепаратора СИМ-1 и вручную под бинокулярном. Однородность состава отобранных фракций проверялась в иммерсионных препаратах в оптическом микроскопе, при рентгеноструктурном анализе, а в ряде случаев выборочно уточнялась с помощью электронного рентгеновского микроанализатора MS-46. В последнем случае были получены растровые изображения основных элементов в излучении K_{α} и профили изменения содержания этих элементов при пересечении зондом проверяемых частей. Химический состав породообразующих минералов по данным микрозондового и, частично, химического анализа приведен в табл. 1, пересчет на состав катионов для минералов апогарцбургитового серпентинита — в табл. 2. Кристаллохимические формулы лизардитов и хризотилов рассчитывались на анионный каркас $O_{10}(OH)_2$. Для антигорита состав анионного каркаса $O_{10}(OH)_{7,11}$ был определен на основе рентгеновских данных по методике Бейли [25], исходя из величины сверхпериода $a=35,5 \text{ \AA}$.

Для анализа состава газовой фазы выделялись мономинеральные фракции с размером частиц в пределах 30—100 мкм. Из апогарцбургитовых серпентинитов изучались серпентиниты следующих типов: 1) непосредственно замещающий оливин криптокристаллический антигорит ранней генерации ($a=35,5 \text{ \AA}$) из центральной части полости петли (фиг. 1) с мельчайшими (2—5 мкм) включениями железистого никеля (табл. 1, 2, обр. 251, а); 2) структурно неупорядоченный поперечно-пластинчатый лизардит первой генерации ($a=5,31$, $b=9,21$, $c=7,30 \text{ \AA}$), замещающий криптокристаллический антигорит, в ассоциации с сохранившимися частями железистого никеля (Ni_2Fe) (обр. 251, в, лизардит I); 3) продольно-пластинчатый лизардит второй генерации в ассоциации с клинохризотилом из просечек, образующих крупные петли (обр. 251, е, лизардит II); 4) пластинчатый баститовый лизардит ($a=5,3$, $b=9,21$, $c=7,30 \text{ \AA}$, обр. 251, б). Для сравнения в состав одной из фракций с криптозернистым антигоритом (обр. 251, а) включена примесь (до 15%) зерен оливина (обр. 251, о). Проводилось также определение состава га-

зов породы в целом (обр. 251). Для серпентинитов из протрузии и основания аллохтонной пластины были изучены фракции, состоящие из структурно неупорядоченного лизардита в смеси с клинохризотилом (до 5%) и небольшой (0,5%) примесью магнетита. Лизардиты этих двух типов серпентинитов различаются по составу. Лизардит из протрузии ближе всего по составу к апооливиновым серпентинам, содержащим Al (см. табл. 1, обр. 446 и 251, а). В лизардите из основания аллохтонной пластины Al заметно меньше, но отмечается высокое содержание Fe и Cr (см. табл. 1, обр. 626). Серпентиниты, контактирующие с родингитами, состоят из антигорита, отличительными особенностями которого яв-



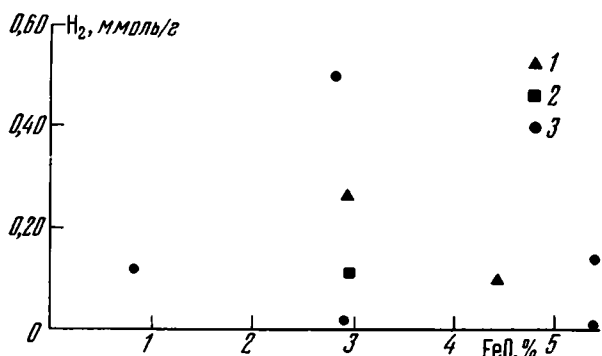
Фиг. 1. Соотношение апооливиновых серпентинитов, ув. 125
1 — оливин; 2 — антигорит с включениями железистого никеля; 3 — то же, лизардит I; 4 — лизардит II; 5 — клинохризотил

ляются необычное морфологическое строение кристаллов (направление удлинения совпадает с осью *b*) и практическое отсутствие Al (см. табл. 1, обр. 457). Из аподунитовых серпентинитов с наложенным пентландит-хромшпинелидовым оруденением анализировались фракции, включающие лизардит, небольшую примесь клинохризотила (до 5%) и рудных минералов (0,5—1%) (обр. 284). Такого же состава фракции выделялись из серпентинитов полосчатого комплекса (обр. 1335).

Анализ состава газов проводился на приборе фирмы «Setaram», представляющем собой адсорбционный хроматограф, присоединенный к термогравиметрической установке. Использование малых навесок (50—100 мг) позволило изучать минералогически максимально однородные образцы. Они нагревались до температуры, не превышающей температуры разложения серпентинитов ($t \leq 600^\circ \text{C}$). Выделяющиеся газы анализировались непрерывно в процессе нагрева, что позволяло сопоставить кинетику выхода различных газов. Вода задерживалась в ловушке, заполненной окисью алюминия; ее количество определялось по потере веса за вычетом суммы всех выделившихся газов. Непрерывная продувка пространства печи инертным газом уменьшала вероятность взаимодействия газов между собой и с образцом, избыточное давление в системе исключало окисление водорода и других газов за счет подсосывания воздуха. В качестве газа-носителя, как правило, использовался гелий; при определении водорода в отдельных опытах для повышения чувствительности — аргон. В изученных серпентинах обнаружены H_2 , CH_4 , CO_2 , CO (CO количественно не определялась). Отметим, что во всех случаях водород и метан выделялись синхронно, начиная с $t = 350^\circ \text{C}$.

Известно, что водород может образовываться в железосодержащих минералах благодаря окислению Fe^{2+} как при взаимодействии этих ми-

нералов с кислородом воздуха, так и за счет структурных ОН-групп самого минерала при его нагревании (автоокисление). Первая возможность практически исключена благодаря продувке печи инертным газом с избыточным давлением. Автоокисление же силикатов в атмосфере инертного газа, как правило, весьма незначительно, соответственно мал и связанный с этим процессом выход водорода [4]. В наших опытах это подтверждается отсутствием корреляции между содержанием FeO в



Фиг. 2. График соотношений H_2 и FeO в серпентинах 1 — антигориты, 2 — порода в целом, 3 — лизардиты

образцах (уточненным на основании данных микрозондового анализа методом мессбаэровской спектроскопии) и количеством выделившегося водорода (фиг. 2). Эти данные, а главное, синхронность выхода H_2 и CH_4 в процессе нагревания образцов дают основание утверждать, что подавляющая часть водорода не может быть отнесена за счет автоокисления ионов Fe^{2+} при нагревании серпентинов, а содержалась исходно в изученных минералах. Следует иметь в виду, что количество водорода, определенное при хроматографическом анализе, существенно ниже его концентрации в момент образования породы. Значительная часть водорода теряется в результате диффузии из структуры минералов в межзерновое поровое пространство. При этом в минералах разного типа сохранность водорода может быть различной не только в зависимости от микроструктуры этих минералов, но и от формы, в которой содержится в них водород. Известно, что подвижность молекулярного водорода весьма мала, коэффициент диффузии гидридного водорода меньше, чем гидроксильного, на 1—2 порядка [11]. По этим причинам степень консервации водорода в оливинах и пироксенах должна быть выше, чем в серпентинах. Дробление породы также приводит к потерям газовой фазы.

Результаты анализа состава газов приведены в табл. 3, точность определения $\pm 0,01$ ммоль/г. Видно, что наиболее высокие содержания H_2 и CH_4 характерны для апооливиновых антигоритов ранней генерации (обр. 251, а). В случае добавки в антигориту (около 15% по объему) оливина (обр. 251, о) содержание водорода существенно возрастает (см. табл. 3, обр. 251, а + 251, о). Следовательно, высокое содержание водо-

Таблица 3

Содержание газов и воды в породе, ммоль/г

Газ	Образец										
	251, а + +251, о	51, а	251, в	251, е	251, б	251 (порода)	446	626	1335	457	284
H_2	0,35	0,23	0,15	0,14	0,0	0,13	0,50	0,06	0,09	0,10	0,01
CH_4	He опр.	0,03	0,015	0,02	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	He опр.
CO_2	»	0,10	0,08	0,07	0,14	0,06	0,12	0,06	0,11	0,29	0,03
H_2O	»	5,5	7,6	9,6	He опр.	6,4	6,4	7,0	7,3	6,2	6,7

рода в гарцбургитах, как и было установлено ранее [1], связано с оливином. По нашим данным, оно может быть оценено $\sim 0,8$ ммоль/г. Количество водорода уменьшается при замещении антигорита лизардитом (обр. 251, в) и в лизардитах из просечек, образующих крупные петли, в центре которых существовали долгоживущие пути миграции флюидов (обр. 251, е), и падает до очень низких значений в апоэнстатитовых баститовых лизардитах (обр. 251, б). Эти результаты подтверждают представление о том, что ассоциация антигорита, содержащего Fe преимущественно в двухвалентном состоянии, с железистым никелем, могла формироваться только в восстановительных условиях [17]. Наличие окиси углерода, фиксируемое во всех образцах, подтверждает восстановительный характер среды, в которой происходили процессы серпентинизации. В этих условиях образование водорода за счет окисления части двухвалентного железа мало вероятно.

Таким образом, экспериментальные данные, полученные при анализе газовой фазы, показывают возможность серпентинизации ультрабазитов с участием водорода и других газов.

Не противоречат этой гипотезе, вопреки мнению некоторых авторов, данные об изотопном составе воды в серпентинизированных гарцбургитах, так как в этих работах имеется весьма существенный методический недостаток — анализировались лишь породы в целом. В условиях легкости изотопного обмена и многостадийности процесса только анализ мономинеральных образцов можно рассматривать как основу для решения проблемы.

Для того чтобы проверить возможность образования ассоциации серпентиновых минералов только за счет оливина (*Ol*) и пироксена (*Py*) данного состава (за исключением воды), к системе был применен метод подсчета баланса масс [18]. Сущность метода заключается в следующем. Если некоторая система подвергается воздействию, приводящему к образованию новой системы с вновь образовавшимися компонентами, то этот процесс можно описать следующими уравнениями:

$$m_0 x_0^i \pm g^i = \sum_{k=1}^z m_k x_k^i \quad (1, 2, 3 \dots n), \quad (1)$$

$$m_0 \pm \sum_{i=1}^n g^i = \sum_{k=1}^z m_k, \quad (2)$$

где m_0 — масса тела до реакции, m_k — массы образовавшихся компонентов, i — номер химического элемента, z — число компонентов в образовавшемся теле, x_0^i — весовая доля i -го химического элемента в исходном теле, x_k^i — весовая доля i -го химического элемента в k -м компоненте, g^i — масса избытка или недостатка вещества, образовавшегося в процессе реакции для элемента i .

Решение уравнений (1) — (2) возможно при условии, что известны химические составы компонентов (x_0^i и x_k^i), участвующих в реакции. Анализируя полученные результаты, можно определить, существовал ли в системе баланс вещества ($g^i = 0$), а если это не так, то выявить химические элементы, ответственные за перенос вещества.

Процесс серпентинизации в схематичном виде может быть описан следующим образом:



где C_{Ol} и C_{Py} — компоненты, образовавшиеся по оливину и пироксену соответственно; C_{Ol} = антигорит + лизардит I + лизардит II (4); C_{Py} = лизардит баститовый + лизардит игольчатый + амфибол (5). Пироксен в системе представлен энстатитом (*En*) и диопсидом (*Di*). Процентное соотношение для *En* и *Di* было определено при изучении структур распада по Са в рентгеновском характеристическом излучении K_α на микроанализаторе «Камебакс» и составляло 85 и 15% соответственно.

Основываясь на схематических уравнениях (3)—(5) были составлены уравнения баланса масс типа (1)—(2). В результате решения этих уравнений определяются весовые доли компонентов известного состава, образующихся при серпентинизации. Так как для вычислений необходимо, чтобы в левой части уравнения (1) находился всего один член, Ol и Py должны были быть объединены в некотором вполне определенном отношении. Оптическое изучение шлифов дает ориентировочное соотношение между Ol и Py , равное 1 : 3. На первом этапе уравнения баланса масс (1)—(2) были рассчитаны для нескольких исходных систем (в %): от 80 (Ol) : 20 (Py) до 70 (Ol) : 30 (Py). На основе критерия, что в системе должен соблюдаться баланс масс по основным химическим компонентам — Si, Mg, лучшим оказалось соотношение 72,5% (Ol) : 27,5% (Py). Изменение этого соотношения на 2,5% нарушает баланс по Si и Mg на 5%, что указывает на высокую чувствительность состава исходной системы к данному критерию.

На следующем этапе из различных вариантов решений уравнений (1)—(2) выбирались такие, в которых процентные соотношения компонентов, образовавшихся по Ol и Py , приводили бы к наиболее удовлетворительному балансу по всем элементам: Si, Al, Cr, Fe, Mg, Ca и Na, будучи в то же время близкими к реальным. Чтобы ограничить число вариантов, подлежащих рассмотрению, компоненты, образовавшиеся по оливину, были объединены в один член C_{ol} в следующих процентных соотношениях: антигорит — 15, лизардит I — 15, лизардит II — 70, что примерно соответствует соотношениям этих минералов в породе. Получено несколько вполне удовлетворительных результатов решения уравнений баланса масс, три из которых приведены в табл. 4. Состав системы до серпентинизации, отвечающий левой части уравнения (1), приведен в табл. 5 в первой колонке. Составы вновь образовавшихся систем, соответствующих правой части того же уравнения, приведены во второй, четвертой и шестой колонках. Они определены сложением химических составов компонентов, умноженных на весовые доли этих компонентов для каждого из случаев (I, II, III), приведенных в табл. 4. В третьей, пятой и седьмой колонках табл. 4 указаны величины разбаланса по каждому окислу и в графе 8 (Σ) — величины общего разбаланса, полученные как сумма произведений модулей разбалансов по каждому окислу на процентное содержание окисла. В случае I учитывались все главные компоненты, образующиеся в результате серпентинизации, перечисленные выше (см. ур-я (3)—(5)). Система II рассчитывалась с учетом клинохризотила, в небольшом количестве встречающегося в породе. При этом лизардит баститовый и амфибол объединялись в один член с процентным соотношением, найденным в случае I, (см. табл. 4, 5).

Для уменьшения разбаланса по хрому производился расчет с учетом содержания хромшпинелида, который также обнаружен в изученной системе (см. табл. 4, 5, случай III).

Хотя по отдельным элементам разбаланс довольно значителен, например для случая I по Cr_2O_3 — 91%, а по CaO + 37%, но, так как концентрации этих элементов малы, общий разбаланс для вновь образовавшихся систем I, II невелик (см. табл. 5). В варианте III возрастает разбаланс по Al, который, вообще говоря, является весьма подвижным элементом. Общий разбаланс в системе не увеличивается по сравнению со случаями I и II. Таким образом, в целом соблюдается баланс вещества исходной породы и образующейся ассоциации серпентиновых минералов.

Проведенный расчет подтверждает возможность образования серпентиновых минералов только за счет Ol и Py . Незначительный разбаланс в системе можно объяснить как ошибками микронзондового анализа для таких элементов, как Cr, содержание которых весьма мало, так и различной устойчивостью разных компонентов исходной породы к процессам серпентинизации (например, более высокая устойчивость Di могла явиться причиной заметного разбаланса по Ca и Al и, кроме того, миграцией некоторых элементов в процессе серпентинизации, а также неучетом некоторых компонентов, присутствующих в системе в незначительных количествах.

Химический состав до и после серпентинизации, %

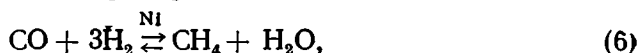
Оксид	Исходная система, состав	Системы после серпентинизации					
		I		II		III	
		состав	разбаланс	состав	разбаланс	состав	разбаланс
SiO ₂	45,62	45,62	0,00	45,62	0,00	45,62	0,00
Al ₂ O ₃	0,26	0,25	-1,47	0,26	0,00	0,57	119,65
Cr ₂ O ₃	0,54	0,05	-91,31	0,08	-84,92	0,54	0,27
FeO	8,53	8,53	0,00	8,53	0,00	8,53	0,00
MgO	43,75	43,75	0,00	43,75	0,00	43,75	0,00
CaO	1,06	1,45	36,79	1,34	26,88	1,41	33,14
NiO	0,24	0,24	0,00	0,22	-8,66	0,24	0,00
Σ	100,00	99,89	0,89	99,81	0,76	100,66	0,66

Таблица 5

Весовые доли компонентов серпентинизации, %

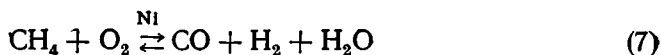
Компоненты	I	II	III
CoI (251, a+251, e+251, e)	62,89	55,56	67,58
Лизардит баститовый (251, б)	27,87	38,06	16,17
Амфибол (251, в)	8,95		8,57
Лизардит игольчатый (251, и)	0,19	5,71	7,21
Клинохризотил (251, м)	Не опр.	0,47	Не опр.
Хромшпинелид (251, х)	»	Не опр.	1,13

Весь расчет велся без водной составляющей серпентинов. Для выяснения механизма серпентинизации важно наличие значительного количества мельчайших включений железистого никеля (2—5μ) в изучаемой породе. С одной стороны, ассоциация антигорита с железистым никелем указывает на достаточно высокие температуры, при которых проходил процесс. С другой стороны, известно, что никель является катализатором многих реакций, в том числе, например,

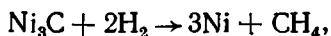
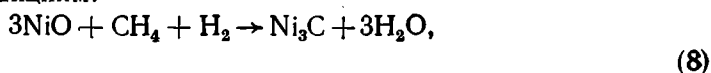


которая хорошо изучена как теоретически, так и экспериментально в связи с неорганическим синтезом нефти [26]. Расчет константы равновесия этой реакции показал, что она идет в направлении образования воды при $t > 620^\circ\text{C}$ при атмосферном давлении [28]. Повышение давления, которое можно ожидать в глубинных условиях начальной серпентинизации, должно было при тех же температурах способствовать более интенсивному течению этой реакции [5].

Таким образом, вода как серпентинизирующий агент могла образовываться на месте за счет водорода и окиси углерода. Одновременно должны были проходить и другие реакции, например при наличии кислорода:

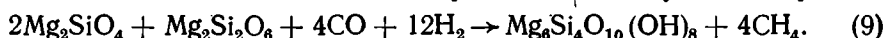


реакция, являющаяся как поставщиком исходных продуктов для реакции (6), так и дополнительным источником воды. Никелевый катализатор может образовываться за счет присутствия Ni в исходном оливинне, например по реакциям:



в результате которых кроме Ni образуется также и вода.

Таким образом, механизм начальной серпентинизации при идеальном составе компонентов может быть представлен следующим образом:



При этом весовые содержания исходных компонентов $Ol:Py \approx 2:1$. Однако для конкретных составов оливина, пироксена и серпентинов разных генераций с изоморфными замещениями в тетраэдрических и октаэдрических позициях с учетом присутствия в системе амфибола соотношение оливина и пироксена, как было показано при расчете баланса масс, составляет 2,6:1.

Оценка количества водорода, необходимого для полной серпентинизации единицы массы исходной породы, дает значения, на 1,5—2 порядка превышающие количество водорода, определенное экспериментально в оливине. Это естественно потому, что большая часть водорода израсходовалась в процессе серпентинизации.

Можно с уверенностью утверждать, что водород и другие газы в оливинах (и антигоритах) не являются вторичными, проникшими в поры и трещины уже сформировавшейся породы. Действительно, более высокие содержания газов определяются именно для этих минералов, хотя путем диффузии по трещинам спайности водороду, например, легче было бы внедриться в крупнопластинчатый баститовый лизардит и «канальный» энстатит, нежели в плотный нетрещиноватый оливин и в микрокристаллический антигорит. Однако в пироксенах H_2 не обнаружен. Концентрирование H_2 , CO и CH_4 в оливинах можно связывать с динамометаморфическими сегрегациями флюидов при первичном пластическом течении вещества мантии [8, 9]. В этом случае становится объяснимым факт повсеместного регионального развития начальной (автометаморфической) серпентинизации без строгой приуроченности ее к зонам глубинных разломов или проявлениям магматизма, служащим проводниками глубинных флюидов. С другой стороны, высокие содержания водорода и углекислого газа в серпентинитах, протрудировавших в спилит-диабазовый комплекс, объяснимы, если предполагать, что проводником глубинных флюидов была магма. Тогда летучие, и в первую очередь водород, должны были устремляться в зону с наименьшим давлением, что способствовало протрудированию первичных аподунит-гарцбургитовых серпентинитов. В процессе протрузии могла происходить наложенная, вторичная, серпентинизация с участием водорода. В этом случае, когда не было дефицита кислорода, формировалась магнетит-клинохризотил-лизардитовая породная ассоциация. Лизардит наследовал основные особенности состава первичных серпентинов (преимущественно антигорита) и при этом адсорбировал мигрирующий водород и CO_2 (см. табл. 3, обр. 446).

При родингитизации пород дайкового комплекса лампрофиров, пересекающих протрузии серпентинитов [20], происходило формирование антигорита по вторичным протрузивным серпентинитам. Судя по данным хроматографического анализа, в состав флюидов, участвовавших в этом случае в серпентинизации (очевидно, и в родингитизации), входили водород и метан. В условиях избытка кислорода, что вытекает из геологической обстановки, серпентинизация в присутствии водорода и метана могла быть связана с выделением CO_2 [3]. Это предположение подтверждается высоким содержанием CO_2 в формирующемся вторичном антигорите (см. табл. 3, обр. 457). Серпентины из основания аллохтонной пластины подвергались пластическим деформациям и твердопластичной перекристаллизации, по-видимому, под влиянием стрессовых напряжений, что могло привести к существенным потерям водорода и метана, первично содержащихся в этих породах (см. табл. 3, обр. 626). Формирование полос вторичных серпентинитов в полосчатом комплексе могло быть стимулировано горизонтальными перемещениями и срывами на границе габбровых и гипербазитовых слоев, что, кроме того, привело к образованию контактово-реакционных слоев родингитов. Можно предполагать, что низкие содержания H_2 и CH_4 в серпентинитах полосчатого

комплекса, как и в предыдущем случае, связаны с потерей этих газов при дроблении и деформациях первичных пород (см. табл. 3, обр. 1355). Наиболее малые количества водорода (0,01 ммоль/г породы) характерны для аподунитовых серпентинитов с наложенным пентландитовым оруденением. Это обусловлено переформированием их в присутствии сероводородных флюидов в связи с внедрением комплекса габбро-диабазов (см. табл. 3, обр. 284). О переформировании свидетельствуют остаточные петельчатые структуры и сохранившиеся небольшие (15—30 мкм) участки первичного антигорита, в котором мельчайшие включения железистого никеля замещены сульфидами Ni и Fe. Антигориты в отличие от апогарцбургитовых не содержат в своем составе Са, что объясняется отсутствием в исходных породах (дунитах) пироксенов (см. табл. 1, обр. 284, а).

Таким образом, для большинства рассмотренных выше случаев на основании данных об условиях залегания серпентинитов, минералогических особенностей серпентиновых минералов, результатов расчета баланса масс, а также хроматографического анализа газовых компонентов можно говорить об участии, в той или иной мере, восстановленных флюидов в процессах серпентинизации на разных этапах преобразования ультраосновных пород. Механизм начальной серпентинизации, рассмотренный выше, с одной стороны, объясняет возможность протекания локальных реакций серпентинизации без переноса вещества на значительные расстояния (что следует из результатов расчета баланса масс). С другой стороны, он снимает трудности, существовавшие в более ранних схемах процесса с участием глубинных восстановленных флюидов, например в схеме В. В. Велинского [3], связанные с необходимостью привноса значительных количеств кислорода для осуществления начальной серпентинизации ультраосновных пород.

Литература

1. Агафонов Л. В., Банников О. Л., Андреева Т. А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1976, с. 64—74.
2. Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— В кн.: Вопросы физико химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23—50.
3. Велинский В. В. Серпентинизация гипербазитов.— Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 52—62.
4. Ершова З. И., Дмитриев Р. В. О выделении водорода при нагревании амфиболов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1455—1458.
5. Жуховицкий А. А., Шварцман Л. А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 51 с.
6. Заварицкий А. Н. Дунит Нижнетагильского массива на Урале с глубины 500 метров.— Вестн. Геолкома, 1925, № 4, с. 35—38.
7. Капустин Ю. Л. О металлогенической специализации мантии.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 462—466.
8. Кушев В. Г., Миронов А. Г. Происхождение щелочных пород в свете данных о флюидном мантийном потоке.— Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 3—12.
9. Кутюлин В. А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии.— Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 3—10.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О самом южном месторождении платины на Урале.— Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1910, вып. 13. 36 с.
11. Летников Ф. А. Особенности флюидного режима формирования мантийных пород.— В кн.: Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980, с. 5—20.
12. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38. 386 с.
13. Лутц Б. Г., Петерсилье И. А., Каржавин В. К. Состав газообразных веществ верхней мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440—443.
14. Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5—20.
15. Маршинцев В. К., Барашков Ю. П. Некоторые вопросы серпентинизации кимберлитов.— Геология и геофизика, 1979, № 11, с. 51—57.
16. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
17. Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2, с. 32—43.
18. Степанов С. С. Методика расчета баланса вещества для анализа дифференциации гарцбургитов.— Геохимия, 1982, № 12, с. 345—351.

19. Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
20. Юркова Р. М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Сев. Сахалин).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 101—109.
21. Юркова Р. М., Слонимская М. В., Дайняк Б. А., Дриц В. А. Водород и метан в серпентинах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья).— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 420—425.
22. Benson W. N. The origin of serpentine.— Amer. J. Sci., 1918, v. 46, p. 693—731.
23. Canad. Mineralogist, 1979, v. 17, № 4, p. 1—831.
24. Coleman R. G., Keith T. E. A chemical study of serpentinization Burro Mountain, California.— J. Petrol., 1971, v. 12, pt 2, p. 311—328.
25. Crystal structures of Clay Minerals and their x-ray identification/Eds Brindley G. W., Brown G. London. Miner. Soc., 1980, p. 14—17.
26. Cusumano J. A., Dalla Betta R. A., Levy Ricardo B. Catalysis in coal conversion. N. Y., L.: Acad. Press, 1978. 213 p.
27. Hess H. H. The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos talc and soapstone deposits.— Econ. Geol., 1933, v. 28, p. 634—657.
28. Hossain M. A. These le grade de docteur. P., 1977, N d'ordre: 77—32, p. 9—15.
29. Moody J. B. Serpentinization: a review.— Lithos, 1976, v. 9, № 2, p. 125—138.
30. Wenner D. B., Taylor H. P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 207—239.

ГИН АН СССР,
Второй медицинский институт
Москва

Поступила в редакцию
6.1.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.51 : 551.72 (470.5)

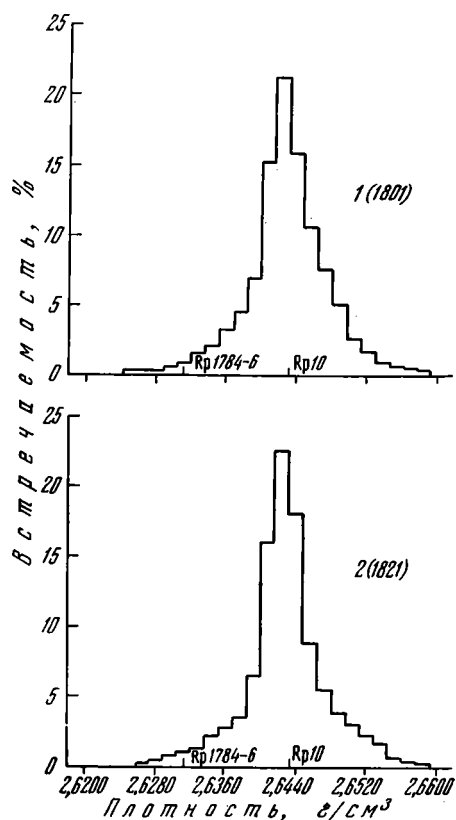
ЗРЕЛОСТЬ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН КВАРЦА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ БАЗАЛЬНЫХ СВИТ РИФЕЙСКИХ СЕРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

АНФИМОВ Л. В., КОЗЛОВ В. И., РОТАРЬ А. Ф., НАУМОВА В. М.

В соответствии с общей стратиграфической шкалой докембрия Советского Союза в разрезе рифея Башкирского мегантиклинория выделено четыре хроностратиграфических подразделения: бурзаний (нижний рифей), юрматиний (средний рифей), каратавий (верхний рифей) и кудаш [5]. Стратотипами первых трех подразделений соответственно являются бурзанская, юрматинская и каратауская серии, представляющие собой крупные седиментационные циклы. В нижней части они обычно слагаются вулканогенно-молассоидными или фалаховыми, в средней — аспидными сланцами и в верхней — карбостромовыми формациями [4]. Нами исследовался обломочный кварц из базальных толщ седиментационных циклов, выраженных вулканогенно-молассоидными (айская и машакская свиты) и фалаховыми (зигальгинская и зильмердакская свиты) формациями, а также из песчаников большеинзерской свиты, являющейся возрастным аналогом верхней части айской свиты [1, 6] нижнего рифея. Песчаники перечисленных выше свит изучались в трех разрезах: на южном крыле Тараташского антиклинория (Куса — Бакал — Юрюзань), на восточном крыле Инзерского синклинория (Реветь — Айгир) и на Южном периклинальном замыкании Ямантауского антиклинория (Исмакаево — хр. Шатак — Верхний Авзян).

Характерной литологической особенностью базальных свит рифейских серий является преобладание в них песчаников существенно кварцевого состава. Источником обломочного материала для формирования рифейских отложений Южного Урала, по М. И. Гараню [1] и А. И. Олли [7], было крупное горное сооружение, расположенное западнее Башкирского мегантиклинория на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Б. М. Келлер [4] высказал предположение, что фалаховые формации Башкирского мегантиклинория возникли за счет размыва значительно удаленных от Урала районов Русской плиты. Обогащенность этих формаций кластогенным кварцем рассматривалась им как выражение высокой зрелости минерального состава обломочных пород.

Все изложенное привело к необходимости выполнить специальное исследование степени зрелости обломочного кварца из песчаников базальных свит рифейских серий. Для оценки степени зрелости кластогенного кварца нами использована модель, предложенная М. Я. Кацем, М. М. Кацем, А. А. Рассказовым [3]. Эти авторы на примере изучения естественных объектов и лабораторных экспериментов установили, что плотность зерен кварца в процессе механической дифференциации стремится к плотности оптического кварца, равной $2,647 \text{ г/см}^3$. Наличие широкой гаммы плотностей $2,6020\text{—}2,6605 \text{ г/см}^3$ обломочных кварцевых зерен в природных песчаниках этими авторами объяснялось присутствием микровключений. Поэтому плотность оптического кварца как бездефектной разности этого минерала является естественным пределом, к которому стремится любое природное кварцевое зерно по-



Фиг. 1. Гистограммы плотностей кварцевых зерен из коренных рифейских пород (1) западного склона Северного Урала и речных песков (2), образовавшихся за счет их размыва (в скобках указано количество измеренных зерен)

мере удаления из него микровключений под воздействием механических или химических агентов [3]. Многократно перетолженный в природных условиях т. е. высокой степени зрелости, кварцевый материал был обнаружен М. Я. Кацем с соавторами в люберецких песках, где подавляющее большинство обломочных зерен (61,7%) имело плотности 2,6425—2,6470 г/см³. Таким образом, практически мерой зрелости обломочного кварца в осадочных горных породах можно считать количество зерен (%) этого минерала плотностной фракции 2,6425—2,6515 г/см³, включающей значение плотности оптического кварца — 2,6470 г/см³.

Изучавшиеся нами псаммиты базальных свит рифейских серий представлены в основном кварцитовидными песчаниками кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, в которых обломочные зерна не подвергались бластезу и сохранили все свои типоморфные особенности, свойственные им в материнских породах питающей провинции. Из этих песчаников было выполнено большое число измерений плотности обломочных зерен кварца (от 700 до 6500 для каждой исследованной свиты). Измерения производились в градиентной графиметрической трубке без автоматики конструкции М. Я. Каца методом подсчета зерен [2]. Плотностной градиент прибора в исследованиях составлял 0,0016 г/см³ на 1 см вертикального столба жидкости, что позволило с большой детальностью расчленять по плотности кварц изучаемых объектов.

Дезинтеграция кварцитовидных песчаников выполнялась путем механического измельчения в чугуной ступке вручную до размеров зерен 0,20—0,25 мм. Из полученных протолочек под бинокулярной лупой методом случайной выборки выделялись зерна кварца без примазок цемента и без сростков. Зерна, предназначенные для измерения плотности, представляли собой монокристаллические обломки. В каждой пробе песчаника измерялась плотность 70—80 зерен кварца. По результатам измерений плотности кварца многих проб давалась общая характеристика обломочного кварца по базальным свитам рифея. Поскольку модель созревания обломочного кварца была разработана на рыхлых песках [3], нам потребовалось узнать, не искажает ли искусственное дробление литифицированных пород плотность высвобожденных таким путем зерен кварца сильнее, чем природная дезинтеграция. С этой целью было выполнено следующее исследование. На Западном склоне Северного Урала, в верхнем течении р. Вишеры, был выбран участок, сложенный породами ишеримской и велсовской свит рифея, в составе которых довольно широко развиты кварцитовидные песчаники. Площадь этого участка составляет 20—25 км², и он дренируется несколькими ручьями. Геологически совершенно определенно устанавливается, что аллювий ручьев здесь возник на месте размыва пород названных свит рифея без какого-либо дальнего переноса обломочного материала. Старшим геологом Североуральской экспедиции Л. П. Сухановым на этой территории были опробованы в разных местах из обнажений кварцитовидные песчаники и жильные кварцевые образования (23 пробы), а по шурфам — все уровни аллювия (23 пробы). При изучении состава аллювия нам удалось проследить, как по мере уменьшения гранулометрии песков происходит дезинтеграция псаммитовых обломков, сложенных кварцитовидными среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками, вплоть до образования зерен, представляющих собой монокристаллические осколки кварца. Из протолочек коренных пород и из песков ситованьем извлекалась фракция 0,20—0,25 мм, кварцевые зерна которой и являлись объектом измерений плотности. Большое число измеренных кварцевых зерен из коренных пород (1801) и аллювия (1821) сообщает высокую достоверность полученным рядам распределения плотностей (табл. 1, фиг. 1). Сравнение этих рядов обнаруживает их большую степень сходства между собой, что свидетельствует об одинаковом влиянии как природной, так и искусственной дезинтеграции пород на плотностные характеристики кварцевых зерен.

Среднее арифметическое значение плотности кварцевых зерен и в протолочках и в песках одинаковое — 2,6430 г/см³, моды тоже равны — 2,6420 г/см³. В целом выполненное исследование убедительно показывает, что при высокой точности измерений плотности (градиент $\Delta\rho=0,0016$ г/см³ на 1 см) влияние искусственной дезинтеграции кварцитовидных песчаников на плотностную характеристику кварца не отличается от действия природной дезинтеграции, т. е. кварцевые зерна из протолочек несут ту же информацию о плотности, что и взятые из песков. Следовательно, искусственное измельчение кварцитовидных песчаников искажает плотностную характеристику кварцевых зерен не более, чем это делает естественная дезинтеграция. Отсюда следует вывод, что если в плотностных характеристиках кварцевых зерен из песчаников будут найдены различия, устанавливаемые нашим прибором, то их следует объяснять не действием дробления, а особенностями механической сортировки в седиментационных бассейнах геологического прошлого. Изложенное показывает, что модель созревания кварцевых зерен в песках [3] можно применить и для нашего исследования степени зрелости этого минерала, выделяемого из протолочек кварцитовидных песчаников рифейских базальных свит Южного Урала.

Результаты измерения плотностей кварцевых зерен из рифейских песчаников выражались с помощью гистограмм (фиг. 2), на которых штриховкой показывалась зона «зрелого» кварца (2,6425—2,6515 г/см³). По этим графикам подсчитывалось количество «зрелого» кварца в исследованных породах (табл. 2). Для сравнения в качестве эталона «зрелых» песков на фиг. 2 приведена гистограмма плотностей кварцевых зерен люберецких песков [3]. Как видно из фиг. 2, в люберецких песках модальное значение плотности гистограммы совпадает с зоной «зрелого» кварца, а в рифейских песчаниках — моды плотности смещены в область пониженных значений данного параметра. Наиболее отсортированные рифейские песчаники (см. табл. 2; фиг. 3) содержат «зрелый» кварц в количестве 39—44% (зигальгинская свита в Тараташском и больше-

Таблица 1

Распределение кварцевых зерен из коренных пород и аллювия

Класс плотности, г/см ³	Среднее значение классов плотности, г/см ³	Частота встречаемости, %	
		1	2
2,6240—2,6256	2,6248	0,030	0,009
2,6256—2,6272	2,6264	0,080	0,060
2,6272—2,6288	2,6280	0,100	0,300
2,6288—2,6304	2,6296	0,500	0,700
2,6304—2,6320	2,6312	0,700	1,000
2,6320—2,6336	2,6328	1,300	1,200
2,6336—2,6352	2,6344	1,800	2,100
2,6352—2,6368	2,6360	3,200	2,700
2,6368—2,6384	2,6376	4,500	3,300
2,6384—2,6400	2,6392	7,000	6,500
2,6400—2,6416	2,6408	15,200	16,000
2,6416—2,6432	2,6424	21,100	22,600
2,6432—2,6448	2,6440	15,900	17,900
2,6448—2,6464	2,6456	10,500	8,800
2,6464—2,6480	2,6472	7,500	5,400
2,6480—2,6496	2,6488	4,900	3,800
2,6496—2,6512	2,6504	2,500	3,000
2,6512—2,6528	2,6520	1,600	2,200
2,6528—2,6544	2,6536	0,800	1,600
2,6544—2,6560	2,6552	0,500	0,600
2,6560—2,6576	2,6568	0,300	0,100
2,6576—2,6592	2,6584	0,070	0,040
2,6592—2,6608	2,6600	—	—

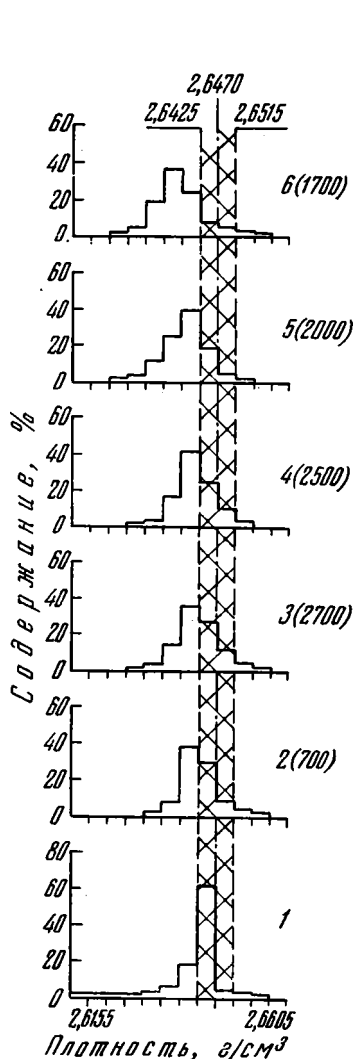
Примечание. 1 — протоочки кварцитовидных песчаников (измерено 1801 зерно), 2 — речные пески (измерено 1821 зерно).

Таблица 2

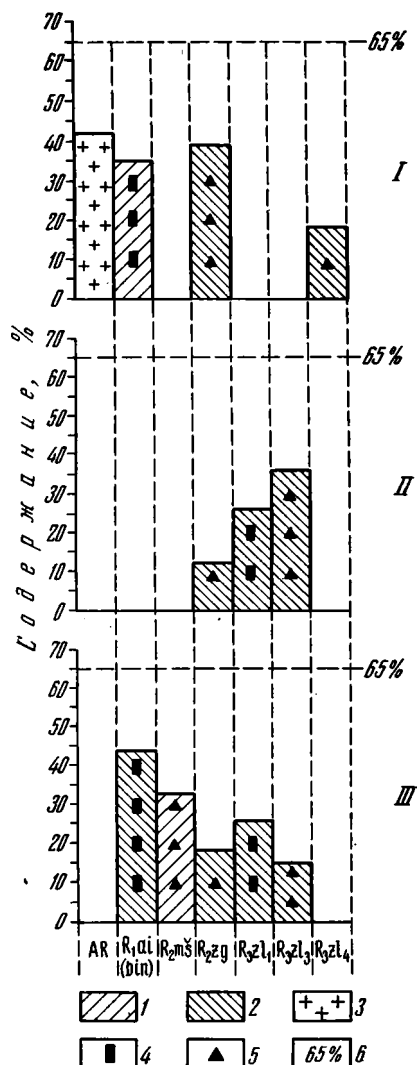
Содержание в песчаниках базальных свит рифейских серий
обломочного «зрелого» кварца (плотность 2,6425—2,6515 г/см³)

Свита, подсвита	Тараташский антиклинорий	Инзерский синклинорий	Ямантауский антиклинорий
Зильмердакская:			
Бедерышинская подсвита	$\frac{18^*}{1000}$	—	—
Лемезинская подсвита	—	$\frac{36}{1000}$	$\frac{15}{1500}$
Бирьянская подсвита	—	$\frac{21}{2000}$	$\frac{26}{1300}$
Зигальгинская	$\frac{39}{2700}$	$\frac{12}{1700}$	$\frac{18}{2700}$
Машакская	—	—	$\frac{33}{6500}$
Айская	$\frac{35}{2500}$	—	—
Большеинзерская	—	—	$\frac{44}{700}$
Тараташский метаморфический комплекс	$\frac{42}{1100}$	—	—

* В числителе — содержание «зрелого» кварца, %; в знаменателе — количество измеренных зерен.



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Гистограммы плотностей кварцевых зерен из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала

1 — люберецкий песок [3]; 2 — полевошпат-кварцевый песчаник, большеинзерская свита, Ямантауский антиклинорий; 3 — кварцитовидный песчаник, зигальгинская свита, Тараташский антиклинорий; 4 — полевошпат-кварцевый песчаник, айская свита, Тараташский антиклинорий; 5 — полевошпат-кварцевый песчаник, бирьянская подсвита зильмердакской свиты, Инзерский синклиний; 6 — кварцитовидный песчаник, зигальгинская свита, Инзерский синклиний (в скобках — количество измеренных зерен)

Фиг. 3. Содержание обломочного «зрелого» кварца (плотность 2,6425–2,6515 г/см³) в песчаниках базальных свит рифейских серий Южного Урала

I — Тараташский антиклинорий; II — Инзерский синклиний; III — Ямантауский антиклинорий; 1 — вулканогенно-молассоидные формации, 2 — фалаховые формации, 3 — метаморфические формации, 4 — полевошпат-кварцевые песчаники, 5 — кварцевые песчаники, 6 — содержание «зрелого» кварца в люберецких песках; AR — архей, тараташский комплекс; свиты рифея: ai — айская, bin — большеинзерская, ms — машакская, zg — зигальгинская, zl — зильмердакская; подсвиты: бирьянская zl₁, лемезинская zl₂, бедерышинская zl₃

инзерская в Ямантауском антиклинории), что весьма далеко от приближения к геологически зрелым люберецким пескам.

Присутствие в фалаховых толщах рифея песчаников с незрелым кварцем противоречит идее о дальнем приносе обломочного материала. Этот факт свидетельствует о том, что фалаховые толщи имели в основном местные, весьма близко расположенные питающие провинции. Различная степень зрелости кварца в песчаниках одного и того же стратиграфического уровня (фиг. 3), но в разных геологических структурах подтверждает этот вывод.

1. *Гарань М. И.* Нижний и средний докембрий.— В кн.: Геология СССР. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1, кн. 1. М.: Недра, 1969. 642 с.
2. *Кац М. Я.* Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М.: Наука, 1966. 162 с.
3. *Кац М. Я., Кац М. М., Рассказов А. А.* Динамика изменения плотностных свойств кварца в процессе минералогического «вызревания» пород. Математическое и экспериментальное моделирование процесса.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1981, с. 128—144. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221).
4. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия.— В кн.: Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с.
5. *Келлер Б. М.* Загадки докембрия.— Природа, 1979, № 1, с. 66—75.
6. *Козлов В. И.* Стратиграфия рифея Южного Урала.— В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с. 3—32.
7. *Олли А. И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов. 1948. 414 с.

Институт геологии и геохимии
Свердловск

Поступила в редакцию
14.VI.1982

УДК 549.211

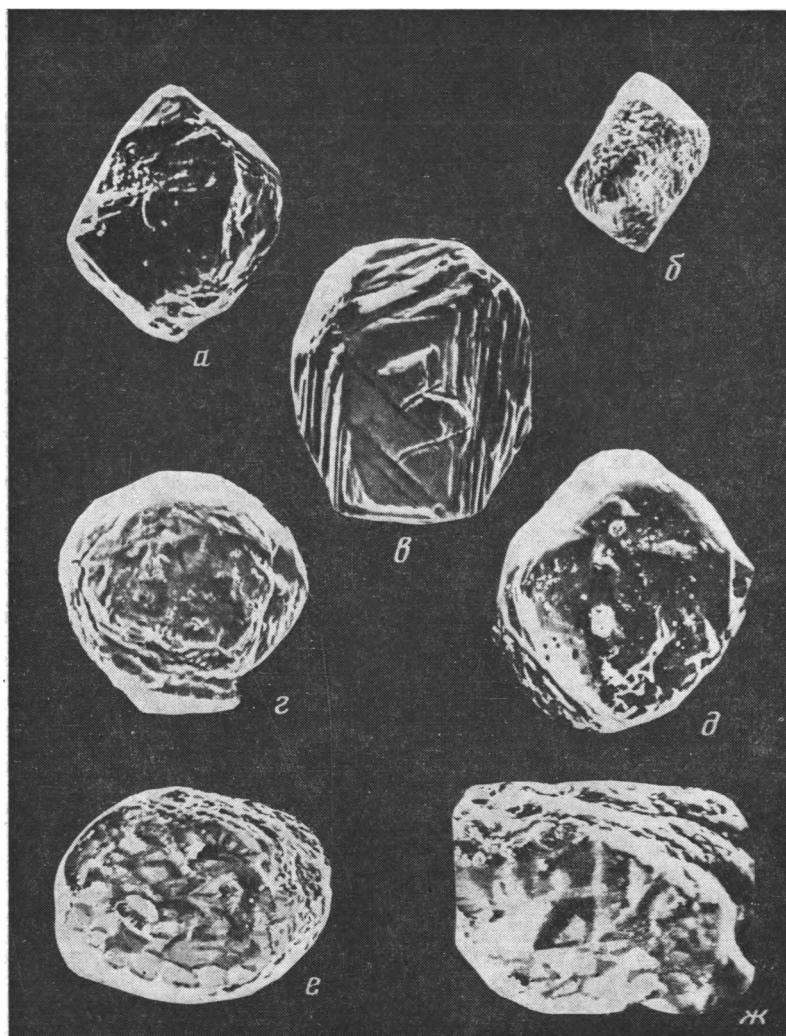
АКЦЕССОРНЫЕ АЛМАЗЫ В СОВРЕМЕННЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ ТЕЛАХ ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

РЫБАЛКО С. И.

Первые находки кристаллов алмаза в аккумулятивных телах северо-западного побережья Черного моря — преимущественно пляжных песках или морских террасах сделаны около 15 лет назад. Места находок тяготеют к современным или древним устьевым частям рек Дуная, Днестра, Южного Буга и Днепра (фиг. 1, 2), являющихся поставщиком наряду с другими компонентами и мелких (размером менее 0,5 мм) алмазов, что позволяет нам предположить их распространение не только в аккумулятивных образованиях побережья, но и в донных аккумулятивных структурах северо-западной части акватории Черного моря. Значительно раньше, чем в песчаных отложениях кос, алмазы были установлены в речных древнечетвертичных террасовых галечниках [2]. Большинство алмазов северного побережья Азовского моря является обломками мелких (0,3—0,4 мм) кристаллов кубического и октаэдрического габитусов, содержащихся примерно в одинаковом количестве. С 1960 г. известны находки акцессорных алмазов в пляжевых песках Тарханкута, а в 1967—1968 гг. найдены алмазы (исключительно мелкие) в пляжевых отложениях Коктебеля.

На основании этих находок А. П. Бобриевичем и др. [1] выделены в Черном море современные прибрежно-морские алмазоносные отложения, район распространения которых охватывает практически все побережье северо-западной части моря. Анализ результатов геологического, литологического, минералогического и геохимического изучения аккумулятивных форм, развитых в пределах побережья, приведенных в трудах В. П. Зеньковича, Е. Н. Невесского, Л. Б. Розовского и Е. Ф. Шнюкова, а также наши многолетние наблюдения позволили сделать вывод о целесообразности подразделения современных пляжевых отложений, содержащих мелкие алмазы, на три участка (Дунайско-Днестровский, Бугско-Одесский и Каркинитско-Днестровский) в северо-западной части Черного моря и одного на северном побережье Азовского моря, отличающихся спектром генетических типов алмазов, степенью совершенства, степенью сохранности и гранулометрическим составом мелких алмазов. Находки акцессорных алмазов в широкой полосе пляжных песков северного побережья Азовского и Черного морей — в районах, достаточно удаленных от Украинского щита, свидетельствуют, по нашему мнению, о множественности их коренных источников или промежуточных коллекторов. Поэтому можно выявить связь акцессорных алмазов аккумулятивных тел Черного и Азовского морей с путями их палеотранспорта.

Дунайско-Днестровский участок побережья Черного моря. Наличие акцессорных алмазов в отложениях современных пляжей северо-западного побережья Черного моря на участке от Днестровского лимана до дельты Дуная связано с деятельностью в основном Днестра и, в значительно меньшей степени, Дуная. Кристаллов, связанных с Днепром или Бугом, здесь практически нет, о чем свидетельствует анализ направленности и силы водольбереговых течений в акватории этой части моря и сам гранулометрический спектр алмазов, самые крупные из которых (0,65×0,44 мм) сосредоточены вблизи устья Днестровского лимана. Вторая по величине река Украины — Днестр имеет площадь водосбора 72 100 км², длину 1362 км и наиболее крутой наклон падения русла, равный 0,56. Огромное количество неравномерно распределенных по площади мелких притоков, широкий возрастной спектр дренируемых пород — от докембрия до неогена — все это создавало благоприятные условия для извлечения алмаза из проме-

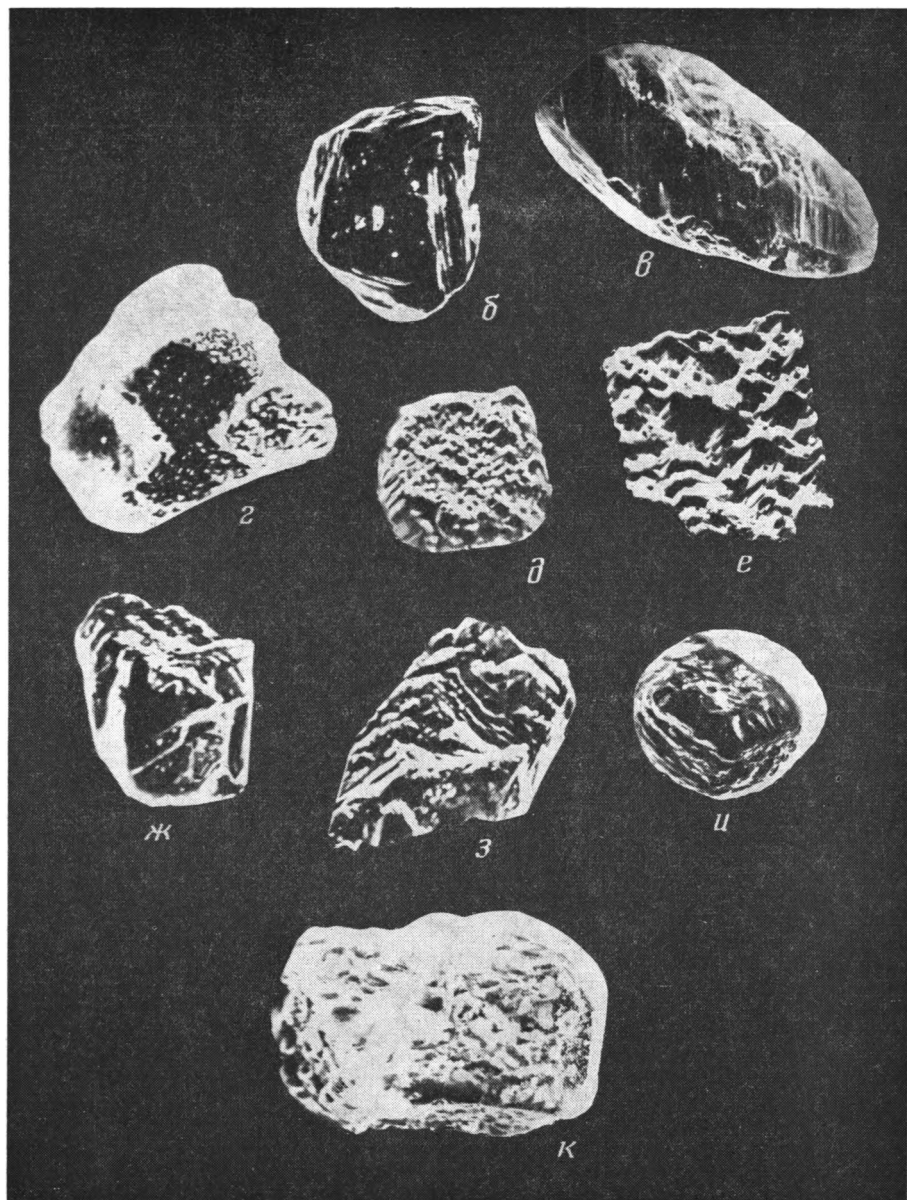


Фиг. 1. Морфология кристаллов алмаза из современных аллювиальных отложений дельты Дуная
а — октаэдр, $\times 75$; *б, в* — ромбододекаэдр, $\times 75$, $\times 100$; *г, д, е* — комбинационные кристаллы: *г* — куб-ромбододекаэдр, $\times 170$; *д, е* — куб-октаэдр-ромбододекаэдр, $\times 170$; *ж* — деталь *е*, $\times 350$

жуточного коллектора, а возможно и из коренных пород и дальнейшей его транспортировки в прибрежную полосу моря. Часто вместе с алмазом переносится один из главных его парагенетических минералов-спутников — пироп. Так, по данным А. П. Бобриневича и др. [1], в современных аллювиальных отложениях на некоторых отрезках нижнего течения Днестра количество зерен пироба достигает 240 на 20-литровую пробу.

Поскольку известно, что современный аллювий является далеко не единственным промежуточным коллектором алмаза на пути коренной источник — бассейн аккумуляции, которым в течение длительного времени являлась северо-западная часть акватории Черного моря, можно предположить наличие алмаза и в более древних аккумулятивных структурах, находящихся в настоящее время в акватории Черного моря. Примером более древнего промежуточного коллектора алмазов в результате интенсивной овражной эрозии, поставлявшим и представляющим мелкие алмазы в донные и прибрежные аккумулятивные структуры, развитые на акватории Черного моря, являются балтские отложения. Реликты уцелевших от эрозии алмазоносных балтских отложений в настоящее время, как известно, развиты в междуречье Днестра и Южного Буга, однако совершенно очевидно, что еще сравнительно недавно они были развиты значительно шире в бассейнах обеих рек.

Электронно-оптические исследования мелких алмазов из прибрежно-морских аккумулятивных тел северо-западной части Черного моря и современного аллювия Дне-



Фиг. 2. Морфология кристаллов алмаза из аккумулятивных тел побережья Днестровского лимана

а — искаженный ромбододекаэдр со ступенчато-пластинчатом развитии граней, $\times 85$; б — кристалл неопределенной формы с развитием граней (100) и (110), $\times 150$; в — обломок кристалла, представляющего собой сросток двух или трех ромбододекаэдров, $\times 150$; г, е, ж, з — кристаллы комбинационной формы — куб, октаэдр, ромбододекаэдр, $\times 120$, $\times 360$, $\times 120$; ж, з — обломок кристалла октаэдрического(?) габитуса, $\times 55$, $\times 120$; и — кристалл комбинационной формы — куб-тетрагексаэдр, ромбододекаэдр, $\times 70$

стра и Южного Буга (в частности, детальное изучение их микротопографии и фрактурграфии) позволили наметить район развития их коренных источников, который располагается в западной части Украинского щита. В свое время Ю. А. Полканов в поисках ответа на вопрос о местонахождении коренных источников детально исследовал алмазы, развитые в аллювии Днестра и Южного Буга, обнаружил специфические черты их морфологии, выделил их в особый «днестровский тип», однако однозначно вопрос не решил. Нашими исследованиями установлено, что среди алмазов, развитых в аккумулятивных телах северо-западной части акватории Черного моря, содержатся алмазы как экзогенного, так и эндогенного генезиса, о чем ранее сообщали Г. К. Еременко и Ю. А. Полканов в одной из своих работ. Алмазы эндогенного генезиса двух типов.

Первый — банальные кимберлитовые (кстати, сюда относится и часть алмазов «днестровского типа» и в том числе небезызвестные «ушастики») и второй, который после тщательного изучения генезиса был отнесен нами к метаморфогенному типу, классу blasts-кластогенных алмазов.

Алмазы кимберлитового типа характеризуются повышенным количеством округлых форм и ромбододекаэдров, что, по нашему мнению, может быть объяснено их приуроченностью к краевой части Восточно-Европейской платформы. Повышенное количество округлых форм и ромбододекаэдров в краевых частях любой «прирастающей» платформы может быть объяснено как повышенной плотностью пород верхней мантии, так и более высокими напряжениями в коре периферийных частей платформы, что уменьшало скорость поднимающейся несущей алмазы магмы, вследствие чего часть кристаллов растворялась, а их генетическая форма эволюционировала.

Характерной особенностью микротопографии алмазов эндогенного генезиса второго метаморфогенного типа blasts-кластогенного класса является ярко выраженная необычность их роста, которая заключается в его большой длительности, прерывистости, высокой скорости на отдельных этапах, многократном достраивании кристаллов. Достраивание кристаллов может происходить как при стабильных РТ — условиях, так и в области метастабильности, что является характерным типоморфным признаком этого минерала. Для эндогенных алмазов характерно также наличие на их поверхности множества следов проявленных эпигенетических процессов. К особенностям алмазов этого генетического, типа и этого класса относятся, например, наличие на поверхности их граней в пониженных местах участков, покрытых скрытокристаллической алмазоподобной пленкой, следов чрезвычайно активного их растворения. Алмазы метаморфогенного типа blasts-кластогенного класса могут быть, по нашему мнению, доминирующими как для некоторых аккумулятивных тел акватории Черного моря, так и для балтских отложений. Наиболее вероятными горными породами, содержащими алмазы этого типа, являются древние метаморфические паропороды — пироксеновые и амфиболсодержащие кристаллические гнейсы и сланцы с графитом, а также метаморфизованные древние карбонатные породы терригенного генезиса, развитые на Побужье и в междуречье Южный Буг — Днестр.

Поскольку поставщиком алмазов как в аккумулятивные донные тела, так и в аккумулятивные структуры северного побережья Черного моря в течение всего плиоцена и постплиоцена были палео- и прареки — Палео- и Прадунай, Палео- и Прабуг, Праднестр и, в частности, Палео- и Праднестр, в долинах которых развиты древние мелкие акцессорные алмазы, изучение литологии и опробование на алмазы террас этих рек представляет особый интерес.

В. В. Виржиковский выделил в долине Днестра шесть террас, наиболее древние из которых занимают самые высокие гипсометрические уровни, а молодые вложены одна в другую. По поводу отнесения верхних (самых древних) террас Днестра к антропогену в связи с разным пониманием объема антропогена Н. А. Соколовым, И. Ф. Синцовым, Н. В. Павловым, И. П. Хоменко, О. П. Павловым, В. И. Крокосом и др. высказывались различные мнения, однако в данной статье при рассмотрении акцессорной алмазности этих образований и их роли в поставке мелких алмазов в аккумулятивные структуры Черного моря это не имеет принципиального значения. Строение террас простое — в основании залегает базальный горизонт, представленный обычно самым грубозернистым материалом, а выше — более мелкозернистые фации аллювия, в составе которых у молодых террас один или несколько горизонтов лессов. Гранулометрический состав базальных горизонтов террас имеет огромное значение при рассмотрении вопросов, связанных с алмазностью этих геоморфологических элементов долины Днестра. Так, в основании верхней Колотовской террасы залегают грубые валуно-галечниковые наносы, перекрытые пластом щебня коренных пород мощностью 5—7 м, выше которого залегает главная аллювиальная свита этой террасы. В основании расположенной ниже Тираспольской террасы также развит валуно-галечниковый материал, слагающий пласт мощностью до 15 м, и разнозернистые пески значительной мощности. В составе Григорьпольской террасы на коренном третичном цоколе залегает базальный горизонт грубых щебневых мощностью 10—12 м, генетически связанный с деятельностью днепровского ледника. Базальный горизонт Слободзкой террасы представлен 10-метровой пачкой щебня; аналогичные образования Парканской террасы представлены щебнем кристаллических пород, мощности которых достигают 10 м. Рассматривая лишь базальные горизонты террас, мы тем самым подчеркиваем, что именно во время их образования в террасе могли накапливаться относительно крупные алмазы. С этой точки зрения следует отметить, что поскольку уровень моря в течение антропогена неоднократно колебался с амплитудой в 30—40 м (по Г. И. Горечкову [3]), то в мелководной части шельфа северо-западной части Черного моря, видимо, могут встречаться акцессорные алмазы. Так как современные аккумулятивные тела в этом районе более мелкозернисты, чем древние, погребенные под уровнем моря, о чем свидетельствуют находки карпатской гальки в скважинах, пробуренных на акватории северо-западной части моря в 200—250 км от современной береговой линии, можно надеяться на обнаружение в донных древних аккумулятивных структурах этого района и более крупных алмазов, связанных с эрозией кимберлитовых тел.

Бугско-Одесский участок побережья Черного моря простирается от устьевой части Днепровско-Бугского лимана и почти до устья Днестровского лимана. Генетические типы и коренные источники алмазов те же, что и описанные выше. В то же время целесообразность выделения самостоятельного алмазного района побережья и прилегающей к нему части акватории несомненна. Это подчеркивается и гранулометрией алмаза — наиболее крупного в верховье Бугского лимана и постепенным уменьшением

среднего размера зерен по направлению к Днестровскому лиману, а также наличием здесь крупной аккумулятивной донной структуры Черного моря — Одесской банки. Ранее нами была описана минералогия Одесской банки и минералогия твердого стока Днепра и Буга и определено его влияние на формирование отложений Днепровско-Бугского лимана и Одесской банки [5—7].

Электронно-оптические исследования морфологии и состояния поверхности минералов, входящих в состав Одесской банки, позволили реконструировать условия и длительность их палеотранспорта, а также определить роль терригенных минералогических питающих провинций, участвовавших в ее образовании. Установлено, что одноименные минералы развиты как в теле банки, так и в алмазоносных песках погребенного аллювия Южного Буга. Пространственное расположение Одесской банки на шельфе Черного моря, небольшие глубины, близость берега, длина более 120 км, небольшие мощности песков, ее слагающих, длительность ее образования, наличие в ее составе минералов — спутников алмаза, развитие в теле банки базальных горизонтов, представленных грубообломочным материалом — все это свидетельствует о возможном распространении в теле Одесской банки мелких россыпных алмазов. К сожалению, крупнообъемное опробование песков Одесской банки не проводилось.

Каркинитско-Днепровский участок побережья Черного моря включает в себя северное побережье Каркинитского залива и простирается далее на северо-запад вплоть до дистальной оконечности Кинбурнской косы. Первые кристаллы алмаза обнаружены здесь Ю. А. Полкановым в 1966 г. Современные прибрежные песчаные отложения, в которых обнаружены алмазы, являются продуктом перемиыва аллювия Днепра.

Анализ литературных данных, и в первую очередь работ П. К. Замория [4] и Г. И. Горещкого [3], а также собственные многолетние наблюдения позволяют нам согласиться с представлениями Г. И. Горещкого, выделившего здесь террасу — дельту Днепра, простирающуюся от Скадовска до устья современного Днепровско-Бугского лимана. Установленная нами миграция дельты Приднепра в антропогене от Скадовска на запад вплоть до современных ее очертаний позволяет предположить, что в погребенном аллювии дельты Днепра могут быть захоронены акцессорные алмазы, связанные в основном с деятельностью Приднепра, коренные источники или промежуточные коллекторы которых, видимо, расположены в Среднем Приднепровье. Именно за счет размыва террасы-дельты, а не за счет эрозии морского дна, как это ошибочно считал Ю. Ю. Юрк [9] и обогащаются современные аккумулятивные тела этого участка побережья алмазами.

Приазовский участок включает в себя аккумулятивные тела северного побережья Азовского моря и юго-восточного побережья Крыма.

Находки мелких алмазов на побережье Крыма долгое время не находили должного объяснения, и лишь в 1973 г. Ю. Ю. Юрк с соавторами [9] впервые указали на сходство морфологии и свойств алмазов пляжа Коктебельской бухты с алмазами других районов Украины. Эти исследователи считали, что транспортером алмазов были морские вдольбереговые течения современного моря. Последнее предположение нам кажется слабо аргументированным. Рассматривая вопросы палеотранспорта акцессорных алмазов аккумулятивных участков побережья Крыма, уместно напомнить, что сам Керченский пролив еще недавно был долиной прареки, что в нем несколько южнее с. Героевка имеются реликты антропогеновой речной сети — террасы с горизонтами лёссов и погребенным аллювием. Такие же остатки антропогеновой речной долины, представленные разнородными песками, сохранились и на мысе Чауда, остатки антропогеновой террасы отмечены и вблизи Судака. Все это доказывает, что в отдельные отрезки антропогена, связанные, по-видимому, с таянием великих ледников, происходил направленный перенос терригенного материала с севера, со стороны платформы, на юг через Керченский пролив и далее вдоль юго-западного побережья Керченского пролива к Феодосийскому заливу и Судакской бухте. Режим транспортировки был близок к аллювиальному.

Нашими исследованиями в западной части акватории Азовского моря установлено широкое развитие среди донных отложений этого района лёссов и пород лёссовой серии, что свидетельствует о том, что несколько раз в течение антропогена акватория Азовского моря становилась сушей. Таким образом, в пределах акватории моря можно ожидать обнаружение более древних алмазоносных аллювиальных отложений прарек, пересекавших некогда пространство, занятое в настоящее время морем. Вероятные коренные источники акцессорных крымских алмазов были расположены в западной части Приазовского массива среди древних метаморфических пород, а путями их палеотранспорта являлись долины прарек, и в первую очередь долина Прамолочной. Вопросы, связанные с генезисом и палеотранспортом алмазов, обнаруженных на северном побережье Азовского моря, ранее рассмотрены нами [8]. Здесь лишь отметим, что они, несомненно, связаны с Приазовским массивом, его склонами и зонами его сочленения с Донбассом.

Находки акцессорных алмазов в современных аккумулятивных структурах Черного и Азовского морей, а также в разновозрастных им аллювиальных отложениях и более древних погребенных террасах рек, в неогеновых и палеогеновых терригенных отложениях республики настоятельно требуют выделения в осадочном чехле СССР кайнозойской терригенной алмазоносной формации, и с этих позиций дальнейшее изучение акцессорной алмазоносности современных и погребенных аккумулятивных тел в акватории Черного и Азовского морей перспективно, так как позволяет получить исчерпывающую информацию о генетических типах, пространственном размещении и глубине эрозионных срезов коренных алмазоносных тел, расположенных на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы.

1. Бобривич А. П., Смирнов Г. И., Юрк Ю. Ю. О россыпной алмазоносности юго-западной части окраины Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970. 120 с.
2. Бойчук М. Д., Стрекозов Н. Ф. Перспективы алмазоносности Приазовья.— В кн.: Геологическая конференция «Степановские чтения». Артемовск, 1967, с. 44—48.
3. Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М., Наука, 1970. 360 с.
4. Заморий П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Київ: Наук. думка, 1961. 547 с.
5. Рыбалко С. И. Минералогия Одесской банки.— В кн.: НИС «Геохимик» и некоторые итоги первых рейсов в северо-западную часть Черного моря. Киев: Наук. думка, 1977, с. 28—36.
6. Рыбалко С. И. К минералогии твердого стока рек Днепра и его влияние на формирование отложений Днепро-Бугского лимана и Одесской банки.— В кн.: НИС «Геохимик» и некоторые итоги первых рейсов в северо-западную часть Черного моря. Киев: Наук. думка, 1977, с. 45—49.
7. Рыбалко С. И. Электронно-оптические исследования алмаза с целью установления его генезиса.— Докл. АН СССР, 1981, № 5, с. 46—52.
8. Рыбалко С. И. Электронно-оптические исследования акцессорных алмазов северного побережья Азовского моря и наиболее вероятные пути их палетранспорта.— Докл. АН УССР, 1981, № 10, с. 22—26.
9. Юрк Ю. Ю., Кашкаров П. Ф., Полканов Ю. А. и др. Алмазы песчаных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1973. 223 с.

Институт геохимии и физики минералов
Киев

Поступила в редакцию
20.IV.1981

УДК 553.673 : 551.736 (470.5)

ФОРМИРОВАНИЕ ПОЗДНЕПЕРМСКИХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИТИМАНЫ

ФАЙЕР М. М., ШУВАЛОВА Г. А., СЛИВКОВА Р. П.

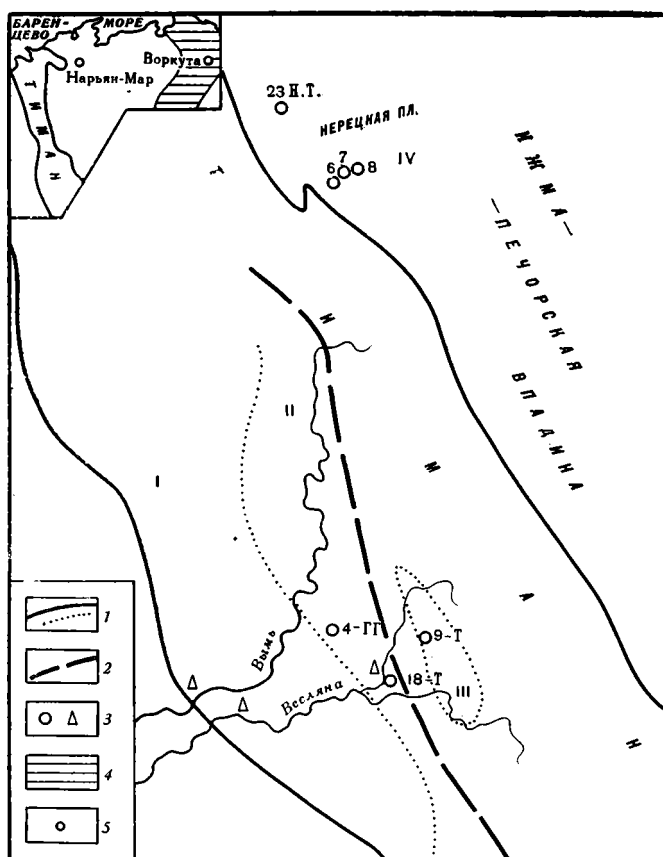
Позднепермские отложения Тимано-Печорского региона имеют большое практическое значение. С ними связаны месторождения каменного угля, нефти, каменных и калийных солей и других полезных ископаемых.

В районах Западного и Восточного Притиманья в разрезах поздней перми обнаружено широкое распространение цеолитсодержащих пород. С целью детального изучения этих своеобразных отложений и проделана настоящая работа, в которой впервые обобщен геологический материал пробуренных в регионе скважин и проанализированы результаты комплексных литолого-минералогических и химических исследований образцов керн и обнажений.

Цеолитсодержащие пласты прослежены в пределах Тиманского кряжа (Синдорский вал, Верхневымская и Тобышская впадины) и Ижма-Печорской впадины (Кедва-Нерецкая и Ижемская ступени) (фиг. 1). На дневную поверхность эти пласты выходят в районе Тимана в обнаженной части рек Вымь, Весляна, Чиная-Ворок. В этих районах они также вскрыты скважинами. Породы, насыщенные цеолитами, приурочены к толще пестроцветных и сероцветных карбонатно-глинисто-терригенных отложений казанского и татарского возраста, типичные разрезы которых представлены на фиг. 2.

На рассматриваемой территории казанские образования залегают трансгрессивно либо на уфимских пестроцветных породах, либо на терригенно-глинистых и сульфатных отложениях кунгурского возраста. На западе района казанские отложения по литологическим признакам делятся на две части: нижнюю — преимущественно глинисто-терригенную (нижнеказанский подъярус) и верхнюю — в основном карбонатную (верхнеказанский подъярус).

Нижнеказанские отложения представлены ритмично-построенной толщей. В разрезе р. Вымь на отрезке Больших Порогов выделяются три ритма общей мощностью до 80 м. В основании нижнего ритма, на границе с уфимскими красноцветами залегают конгломерат из глинисто-мергельной гальки. Все три ритма построены однотипно. Нижняя, преимущественно песчаная часть охарактеризована остатками морской фауны: брахиоподами, пелециподами, мелкими фораминиферами, средняя часть ритмов, представленная чередованием алевролитов, мергелей и глинистых пород, окрашенных в серые, зеленовато- и коричневатые цвета, кроме остатков морских организмов содержит пресноводные остракоды. Завершаются ритмы глинисто-алевритовыми известняками. По мере приближения к Верхневымской впадине (скв. 18-Т) общая мощ-



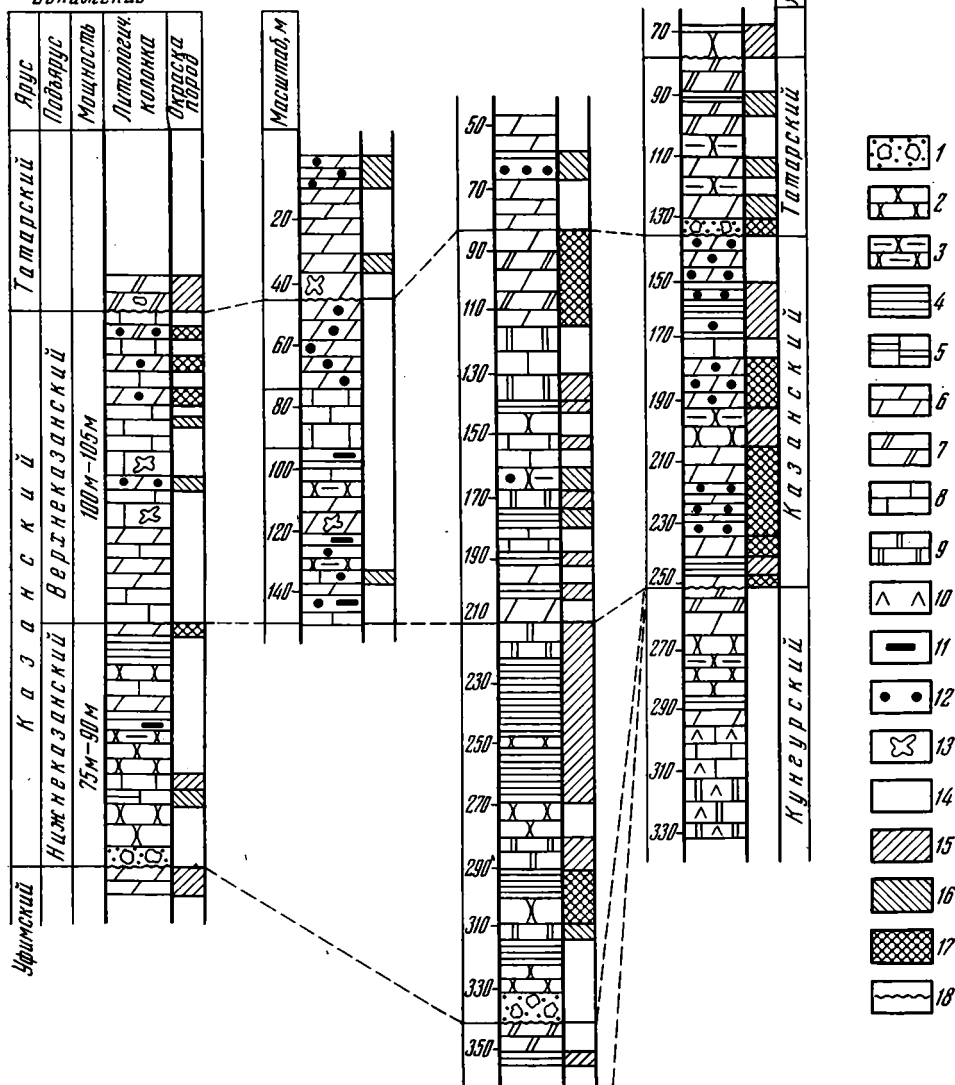
Фиг. 1. Схематическая карта с точками наблюдения вулканогенных и цеолитосодержащих пород
I—IV — структурные элементы: I — Синдорский вал; II — Верхневымская впадина; III — Тобышская впадина; IV — Кедва-Неречья ступень; 1 — границы структурных элементов; 2 — разрывные нарушения; 3 — скважины и обнажения, вскрывшие цеолитосодержащие породы; 4 — Предуральский прогиб; 5 — населенные пункты

ность нижнеказанских отложений возрастает до 100 м, в том же направлении увеличивается содержание пресноводных организмов, наблюдается преобладание красно-вато-коричневой окраски глинистых пород и усиление угленосности разреза.

Прослой цеолитосодержащих пород в отложениях нижнеказанского подъяруса вскрыты на Неречьей площади (Восточное Притиманье). В песчано-глинистой толще цеолитами обогащены темно-серые и темно-бурые мергели и глины мощностью 3,5—15 м.

Наиболее богаты цеолитами образования верхнеказанского подъяруса. На западе территории они представлены толщей карбонатных пород общей мощностью до 100 м. В районе Больших Порогов по литологическим признакам выделено пять пачек: 1 — детритовых известняков с богатым комплексом морских организмов, 2 — пелитоморфных светло-серых известняков, 3 — кавернозных известняков с раковинами морских пелеципод и остракод плохой сохранности; 4 — мергельно-известковых пород, 5 — известково-мергельных пород, выделяющихся в разрезе пестрой окраской. В двух верхних пачках встречены единичные пресноводные остракоды. Цеолитосодержащие породы образуют пласт мощностью около 1 м в средней части пачки кавернозных известняков и в виде тонких пропластков присутствуют в верхней пестроокрашенной известково-мергельной пачке.

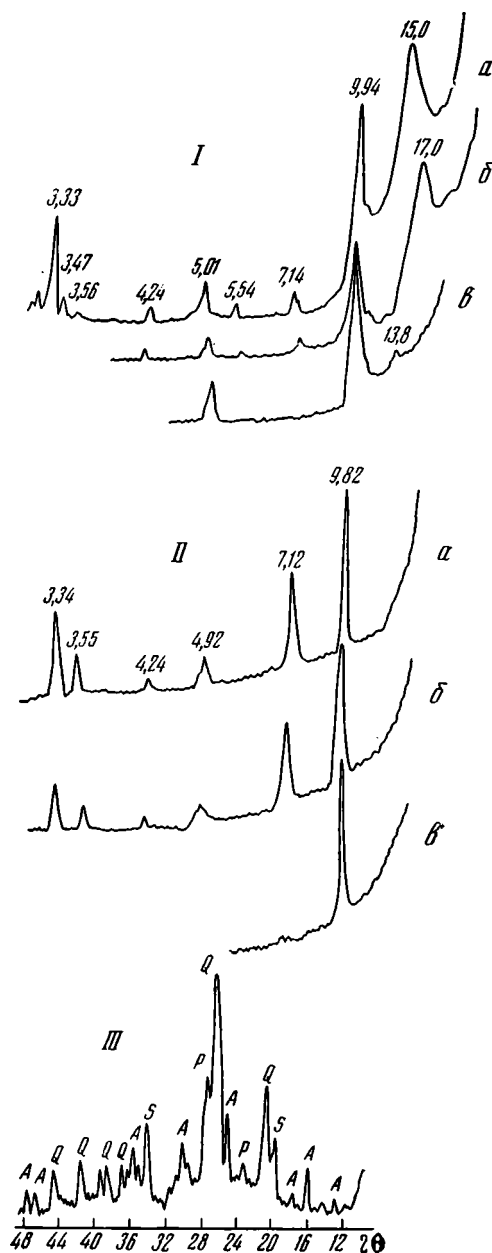
В Верхневымской впадине известняки частично замещаются песчаниками и глинистыми породами, одновременно происходит смена морских организмов пресноводными. Подобный разрез вскрыт скв. 4-ГГ (фиг. 2). Здесь цеолиты приурочены к глинистым породам, которые нередко располагаются на контакте с угленосными образованиями; вне зоны контакта цеолитосодержащие глины выделяются зеленой окраской. В кровле верхнеказанских отложений в этой скважине залегают светло-серые мергели, буквально переполненные сфероидомы цеолитов. Еще восточнее (скв. 18-Т) в окраске верхнеказанских терригенно-карбонатных образований резко увеличиваются красно-бурые тона. Цеолитосодержащие прослои здесь немногочисленны и приурочены к глинисто-алевритовым породам.



Фиг. 2. Схема сопоставления верхнепермских цеолитсодержащих отложений
Типы пород: 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глини-
стые породы; 5 — глинисто-карбонатные породы; 6 — мергели водорослевой структуры;
7 — мергели доломитовые; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — ангидриты; 11 — угли;
12 — цеолиты; 13 — кавернозность, окраска пород (14—17): 14 — серая; 15 — бурая;
16 — зеленая; 17 — пестрая; 18 — несогласное залегание пород

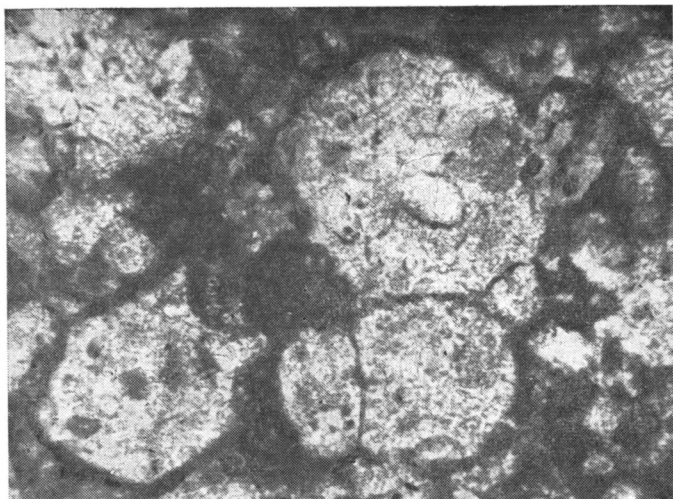
В пределах Ижма-Печорской впадины (Нерецкая площадь) цеолиты наблюдаются в пачке водорослевых и доломитизированных мергелей с прослоями глинистых пород, отвечающей верхнеказанскому подъярсу. В этом районе наиболее детально подобные отложения изучены в скв. 23-НТ, в них же содержится наибольшее количество цеолитсодержащих прослоев. В 100-метровой толще преобладают доломитовые мергели и мергели с водорослевой структурой, неравномерно алевролитовые, с микрокомковатой и микросугустовой текстурой, с прослоями кавернозных и доломитизированных известняков, пестроокрашенных глин, алевролитов и песчаников. Для толщи в целом характерна горизонтальная, косая и линзовидная слоистость, присутствие скоплений остракод, пеллеципод, эстерий, остатков рыб и водорослей. Мощность цеолитсодержащих прослоев 0,5—6 м, при этом наблюдаются пласты (0,2—0,5 м), сложенные сплошь ооидами цеолитов, плотно прилегающими друг к другу.

Таким образом, разрез казанских отложений представляется наиболее «мористым» в районе Больших Порогов, но и в нем строение верхних частей нижне- и верхнеказанских образований отражает картину постепенного опреснения морского бас-



Фиг. 3. Дифрактограммы глинистых фракций пород и породы с анальцимом I — ассоциации глинистых минералов анальцимолитов; II — ассоциации глинистых минералов глинистой породы без цеолитов; препараты: а — ориентированные природные; б — насыщенные этиленгликолем; в — прокаленные до 550° С; III — анальцимсодержащая порода; А — анальцим; Q — кварц; Р — полевые шпаты; S — слюда

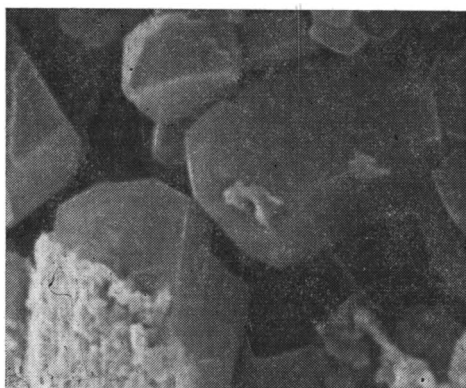
сейна и превращения его в пресноводную лагуну. В Верхневымской впадине резко усиливаются признаки регрессирующего бассейна, а в Восточном Притиманье в это время осадки накапливались в ограниченных водоемах с повышенной минерализацией. По мнению многих исследователей [2], в фациальном отношении казанские отложения на территории Синдорского вала и Верхневымской впадины представляли собой осадки морского залива, глубоко заходящего в Тимано-Печорскую сушу. В зависимости от тектонического режима, взаимодействия с речной сетью и климатических изменений залив периодически опреснялся. В то же время вследствие усиления прогибания име-



Фиг. 4. Анальцимолит под микроскопом, увел. 300

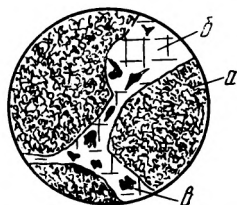
ли место небольшие ингрессии, при которых залив временно превращался в пролив, соединяющий море западной части территории с Восточно-Тиманской лагуной.

Отложения татарского времени ложатся на казанские без видимого несогласия либо со следами небольшого размыва (скв. 4-ГГ, 23-НТ). Они отличаются литологической однородностью и мощностью, не превышающей 50 м. Над пачкой казанских цеолит-



Фиг. 5

Фиг. 5. Кристаллы анальцима (тетрагон-триоктаэдры), увел. 5000



Фиг. 6

Фиг. 6. Вулканические стекла в известняке
а — карбонатная пелитоморфная ожеженная основная масса; б — прожилки, заполненные крупнокристаллическим кальцитом с четкими двойниками; в — обломки вулканических стекол, увел. 100

содержащих пород залегают мергели, условно относимые к татарскому ярусу. Мергели характеризуются серой и пестрой окраской, часто обильной доломитизацией, пелитоморфной структурой. В толще мергелей присутствуют маломощные прослои пестроокрашенных глин, в различной степени известковистых и алевролитистых, среди органических остатков встречаются лишь водоросли и проблематичные пресноводные остракоды. Прослои цеолитсодержащих пород встречены в скв. 4-ГГ, где оониды цеолитов обогащают светло-зеленые карбонатные глины мощностью 10 м. На Нерещкой площади (скв. 6, 7, 8) вскрыты коричневые глины с многочисленными цеолитами (мощность 4—18 м). В целом предполагается, что карбонатно-глинистые однородные осадки татарского возраста сформировались в лагунах, которые являлись реликтами казанского морского бассейна.

Наибольшее содержание цеолитов наблюдается обычно в глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных породах. Глинистые породы при этом характеризуются незначительной тонкоалевритовой примесью и хаотическим расположением частиц. Иногда слабо просвечиваются прихотливые границы витрокластических обломков. Глинисто-карбонатные и карбонатные отложения представлены мергелями нередко с четкой доломитовой структурой, органогенно-обломочными глинистыми известняками, часто доломитизированными, в различной степени обогащенными окислами железа. Встречаются глинисто-алевритовые породы со значительным содержанием неокисленного растительного детрита и сульфидов железа. Песчаники и алевриты, вмещающие цеолиты, характеризуются кварц-граувакковым и граувакковым составом обломочной части. Граувакковый материал — фтанит-фельзитового типа.

Рентгенодифрактометрическое изучение наиболее типичных образцов (фиг. 3, III), насыщенных цеолитами, позволило отнести их к группе анальцима ($d, \text{\AA}$): 6,80 (200); 5,58 (211); 4,90 (200); 3,63 (321); 3,45 (400); 2,925 (332). Визуально анальцим обнаруживается по белым поликристаллическим сфероидом диаметром 0,5—1,0 мм, реже до 2 мм, рассеянных по породе разной окраски в виде вкрапленности. В ряде случаев содержание анальцима составляет около 80% (скав. 23-НТ, гл. 135—137 м), при этом формируются своеобразные породы — анальцимолиты (анальцимовые туфы).

В песчаниках и алевритах мелкие кристаллы анальцима в беспорядке рассеяны в цементирующей массе, выделяясь высокодвупреломляющим окаймлением гидрослюдистых частиц. В глинисто-карбонатных и карбонатных породах цеолиты образуют характерную текстуру типа «пчелиных сот»; при этом в центре соты располагаются более крупные кристаллы преимущественно изометричной формы, к периферии их размер уменьшается, обнаруживая четкое зональное строение оондных образований (фиг. 4). Показатели преломления крупных кристаллов анальцима 1,480—1,485, у более мелких они несколько завышены; двупреломление низкое, на грани изотропности. Облик ненарушенных кристаллов — ясный тетрагон-триоктаэдрический, их размер достигает 0,07—0,1 мм (фиг. 5). В химическом составе анальцима соотношение $\text{Si/Al} \approx 2,2$. Анальцим ассоциирует с аутигенными диагенетическими кальцитом, доломитом, гематитом, с кремневыми минералами.

В глинистой фракции преимущественно анальцимовых пород преобладают железистый кальцийсодержащий смектит, гидрослюда (обычно очень неоднородная), различные модификации хлорита (см. фиг. 3, I). При этом глинистая порода без цеолитов состоит, как правило, из хорошо окристаллизованной гидрослуды и каолинита (см. фиг. 3, II).

Форма кристаллизации анальцима и характер локализации сопутствующих ему глинистых минералов не вызывает сомнения в аутигенном их образовании. Очевидно, исходным материалом мог явиться алюмосиликатный гель, сформировавшийся по вулканическому пеплу (фиг. 6). Тогда же образовался смектит, который позднее в процессе литификации трансформировался в хлорит, либо в гидрослуду через систему смешанослойных образований. Таким образом, в породах смешанного гранулометрического и минерального составов, где генезис анальцима недостаточно ясен, его формирование является, видимо, синтетическим, регистрируя появление пирокластического материала. К аналогичным выводам пришли А. Г. Коссовская [1], Т. А. Соколова [4] при изучении одновозрастных отложений Оренбургского Приуралья.

Присутствие цеолитсодержащих пород хорошо коррелируется с наличием пирокластического материала, но необходимо отметить, что вулканогенное вещество имеет более широкое распространение.

Тот факт, что цеолиты формируются в отложениях различных фациальных обстановок, позволяет предположить отсутствие четкой связи их с фациальными условиями образования вмещающих пород и с литолого-минералогическим составом этих пород. Мощность цеолитсодержащих отложений, значительно меняясь по площади, достигает 15—18 м. Пирокластический материал обнаруживается в виде свежих, недевитрифицированных обломков стекол, остроугольных и сильно вытянутых тонких кристаллов кварца, обломков микрофельзитовой и сферолитовой структуры кремневого состава, эффузивных обломков с микролитами плагиоклазов, трудно определяемых хлоритизированных эффузивных обломков, скрученных лейст относительно свежего биотита и т. д.

Проявление позднепермского вулканизма фиксируется и восточнее Тимана, в центре платформенной части Тимано-Печорского региона (юг Колвинского вала) в виде прослоев кристалло- и витрокластических туфов кремнекислых эффузивов (липаритацитового состава). Подобного типа породы, но с более средним составом основной массы и вкрапленников плагиоклазов, обнаружены нами в разрезе верхнепермских отложений севера Предуральяского прогиба. Интересно отметить, что нигде в этих разрезах не была встречена столь массовая цеолитизация пород, как в Притиманье.

Таким образом, создается впечатление, что синхронная вулканическая деятельность в казанско-татарское время была развита на обширной территории. Но почему на одних участках она явилась причиной анальцимообразования, а на других нет — пока не ясно. Остается открытым и вопрос о расположении источников вулканизма. Видимо, они располагались в пределах Уральского орогена, на что указывает широкое распространение пирокластического материала на территории исследования и значительно южнее вдоль Урала [1, 4].

Зону широкого распространения цеолитсодержащих пород, «субпараллельную Тиману» (длиною около 700 км), к западу от изученного региона отмечал М. А. Плотноиков [3]. Учитывая это и рассмотренный материал, можно предположить существование и другого источника вулканизма, который располагался ближе к Тиману. Состав вулканогенного вещества также, возможно, был неоднороден. Важно отметить значи-

тельное проявление вулканической деятельности в описываемую эпоху. Учет этого явления может объяснить генетические аспекты формирования верхнепермских отложений и позволит с новых позиций взглянуть на геологическую историю региона в целом.

Литература

1. Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 23—45.
2. Муравьев И. С., Коновалова М. В., Иоффе Г. А. Казанские отложения Западного Притиманья.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1975, с. 20—25.
3. Плотников М. А., Молин В. А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. М.: Наука, 1969. 107 с.
4. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осоложения.— Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 361. 164 с.

МГУ

Поступила в редакцию
23.IX.1982

МЕТОДИКА

УДК 549.08 : 551.35

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕНТГЕНОГРАФИИ В МОРСКИХ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ УСЛОВИЯХ

**ХОЛОДКЕВИЧ И. В., ХУДОЛОЖКИН В. О., ЧУДАЕВ О. В.,
ПУЩАРОВСКИЙ Д. Ю.**

С 11 января по 29 апреля 1982 г. авторы настоящей статьи в составе экспедиции Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР являлись участниками 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Программа рейса наряду с решением общегеологических задач включала изучение минерального состава железомарганцевых конкреций, осадков и магматических пород с помощью рентгенографии.

Несмотря на рекомендации Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана о необходимости использования аналитических методов на научно-исследовательских судах, в нашей стране практически нет опыта применения рентгеновского метода в морских экспедиционных условиях. В связи с этим ниже авторами рассмотрены основные методические приемы и конструктивные изменения рентгеновского дифрактометра, необходимые для эксплуатации его на борту научно-исследовательского судна. При подготовке рентгеновского дифрактометра к рейсу были проведены небольшие изменения в его конструкции, которые обеспечили стабильность работы и надежность результатов в условиях качки, вибрации корпуса судна от работающих двигателей, дефицита пресной воды для охлаждения рентгеновской трубки и повышенной влажности воздуха.

В рейсе был использован дифрактометр УРС-50 ИМ (в судовых условиях возможно применение любого другого рентгеновского дифрактометра). Выбор этого прибора был обусловлен тем, что он прост в обращении, надежен в работе и после некоторых конструктивных изменений не уступает современным дифрактометрам ДРОН-2 и ДРОН-3 по мощности рентгеновского излучения. Кроме того, небольшие габариты прибора существенно упрощают его установку на судне, особенно небольшого водоизмещения. Второе выходное окно рентгеновской трубки на УРС-50 ИМ было использовано для фотометода.

Конструктивные изменения дифрактометра УРС-50 ИМ заключаются в следующем. В генераторном устройстве вместо высоковольтных кенотронов, находящихся на воздухе, были применены малогабаритные выпрямительные столбы КЦ220Е. Они были установлены вместо накальных трансформаторов кенотронов непосредственно в герметично закрывающийся бак генераторного устройства. Высокое напряжение на рентгеновскую трубку подавалось через стандартный высоковольтный кабель, применяемый в дифрактометре ДРОН-2. Для его подсоединения в генераторный бак был вмонтирован стандартный высоковольтный стакан АПУ 6.210.003. Перечисленные изменения в дифрактометре позволили герметизировать те части аппарата, которые находятся под высоким напряжением, и таким образом защищать их от воздействия атмосферной влаги.

Увеличение мощности рентгеновского излучения дифрактометра УРС-50 ИМ, необходимое при изучении слабоокристаллизованных марганцевых минералов конкреций, достигнуто путем применения рентгеновских трубок БСВ-22, -23, -25. Использование указанных трубок потребовало некоторого изменения конструкции кожуха трубки и крепления его на оперативном столе. Для охлаждения рентгеновских трубок применялась забортная вода. Генераторный бак использовался без охлаждения водой. При применении рентгеновских трубок указанных модификаций необходима коррекция сопротивлений, находящихся в цепи регулировки анодного тока в соответствии с электрической схемой аппарата ДРОН-2.

Для уменьшения общих габаритов дифрактометра и повышения надежности его работы стойка ССД была заменена на малогабаритное электронно-вычислительное устройство ЭВУ-1-1 с сцинтилляционным счетчиком БДС-6-0,5.

Возможная разъюстировка прибора во время движения судна была предотвращена дополнительным креплением гониометра к оперативному столу болтами. Шарообразные окончания ножек гониометра также фиксировались винтами на плите. Стабильность юстировки прибора была обеспечена жестким соединением гониометра и кожуха трубки. Уменьшение влияния мелкой вибрации судового корпуса на юстировку аппарата было достигнуто установкой оперативного стола на резиновые коврики и войлочную прокладку (общей высотой 2—3 см). Длительная эксплуатация дифракто-

метра показала, что после проведенных технических дополнений юстировку дифрактометра приходится проводить не чаще, чем при работе в стационарных условиях.

Известно, что при эксплуатации рентгеновской аппаратуры важно соблюдение правил техники безопасности. Поэтому помещение на судне, в котором располагается дифрактометр, должно быть обеспечено вытяжной вентиляцией и кондиционером. Для защиты оператора от рентгеновского излучения необходимо использование соответствующих приспособлений.

В зависимости от объекта исследования использовалось Fe, Co или $\text{CuK}\alpha$ -излучение. Препараты для рентгенографического исследования образцов готовились стандартными методами.

Перечисленные выше конструктивные изменения прибора и выбор оптимального режима его работы позволили получить четкие дифракционные картины практически от всех изученных образцов, в том числе и от марганцевых минералов железомарганцевых конкреций (тодорокита, бернесита, $\delta\text{-MnO}_2$ и др.).

Таким образом, полученный опыт показал высокую эффективность использования рентгенографии в морских экспедиционных условиях. За время рейса были проведены методические работы и успешно проанализировано около 1000 проб железомарганцевых конкреций, осадков и магматических пород, что позволило в судовых условиях получить основной объем аналитических данных по их минеральному составу.

Дальневосточный геологический институт
ДВНЦ АН СССР
Владивосток,
МГУ

Поступила в редакцию
5.III.1983

ХРОНИКА

УДК 552.58

VII ВСЕСОЮЗНЫЙ СЕМИНАР «ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ОСАДКАХ»

ТИМОФЕЕВ П. П., АКРАМХОДЖАЕВ А. М., БУРЛИН Ю. К., КИРШИН А. В.,
НАЗАРЕВИЧ И. А., НЕРУЧЕВ С. Г., РОМАНКЕВИЧ Е. А.

VII Всесоюзный семинар, проходивший 28—30 сентября 1982 г. в г. Ташкенте, был организован секцией нефтяной литологии Межведомственного литологического комитета, Научным советом по проблемам геологии и геохимии нефти и газа, Институтом геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений Министерства геологии УзССР, Геологическим факультетом Московского государственного университета. В работе семинара участвовало более 260 специалистов из 72 научно-исследовательских и научно-производственных организаций Ашхабада, Баку, Владивостока, Киева, Краснодара, Ленинграда, Москвы, Саратова, Свердловска, Махачкалы, Таллина, Томска, Тюмени, Южно-Сахалинска, Якутска и других городов. В работе семинара приняли участие сотрудники Академии наук СССР и академий союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования, министерств геологии нефтяной и газовой промышленности СССР и союзных республик.

Всего было заслушано 42 доклада по широкому кругу вопросов теории, методов и практического использования органической геохимии и нефтегазовой геологии. К открытию семинара был опубликован сборник тезисов 239 докладов¹.

В докладах были рассмотрены различные аспекты геохимии органического вещества (ОВ), его накопление в современных и древних отложениях, преобразование на стадиях седименто-, диа- и катагенеза. Особое внимание было уделено результатам экспериментального изучения ОВ под воздействием тепловых, механических и других полей. Были рассмотрены рассеянная и концентрированная форма нахождения ОВ в океаническом и континентальном секторах стратиферы в широком стратиграфическом диапазоне — от докембрия до современной эпохи.

Характерной особенностью современных исследований является также расширение диапазона изучения ОВ путем включения в объект исследования осадков и пород океанического сектора стратиферы.

Участники семинара отмечают, что период между нынешним и VI семинаром характеризовался дальнейшим углублением и расширением исследований по изучению различных форм ОВ современных и ископаемых осадков. Достигнут заметный прогресс в аналитической технике, в методах экспериментального изучения различных форм и свойств ОВ, что открыло возможности его анализа на молекулярном и атомарном уровнях. Были разработаны новые и усовершенствованы традиционные методы изучения битумоидов и ОВ дебитуминизированных осадков и пород, а также нефтей, углей и горючих газов, сланцев на основе применения таких информативных методов анализа вещества, как хроматомасс-спектрометрия, ядерный и парамагнитный резонансы, различные виды хроматографии, изотопного анализа и др. Высокоэффективно применение углеродного изотопного анализа и литологических методов для изучения ОВ и вмещающих пород.

Резко расширилось моделирование процессов преобразования ОВ разного типа. Объектом изучения при этом стали не только породы и ОВ в целом, но и отдельные его материалы. Полученная при этом количественная оценка выделившихся битуминозных продуктов, нефтяных и газовых углеводородов подтверждает установленную для природных объектов стадийность генерации и эмиграции нефти и газа.

Значительные успехи достигнуты в диагностике нефтегазоматеринских пород, где на смену качественным критериям пришли четкие количественные показатели. Существенно расширился класс пород, относимых к нефтегазоматеринским, намечены граничные условия их перехода в нефтегазопроизводящие, уточнены особенности и механизмы их формирования. Значительным достижением явились результаты глубокого изучения ОВ докембрийских пород, составляющих по массе более половины континентального сектора земной коры. Углубленное изучение диагенетических превращений ОВ повысило роль этого этапа в оценке запасов углеводородов в недрах.

Принципиально важно установление в так называемом нерастворимом ОВ жидких и газообразных углеводородов, выявление закономерного уменьшения их содержания при переходе от потенциальной к производящей части материнской толщи. Это было впервые установлено ташкентской школой геологов-нефтяников и позже подтверждено работами других советских и зарубежных исследователей. Вместе с тем следует подчеркнуть, что основная роль в процессах генерации и эмиграции углеводо-

¹ «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках» (тезисы докладов VII Всесоюзного семинара. Ташкент, 28—30 сентября, 1982 г., ИГиРНИГМ).

родов, и в первую очередь жидких, как и прежде, отводится катагенезу — наиболее длительной стадии в геохимическом преобразовании ОБ.

В последние годы наметился прогресс в области изучения трансформаций битумоидов и углеводородов в цепи: органическое вещество — материнские породы — коллекторы — залежь. Установлены масштабы и характер этих трансформаций в зависимости от состава исходных веществ, типа коллекторов, термобарических условий и других факторов.

Важные исследования проведены по дальнейшему накоплению материала, доказывающего генетическую связь нефти и газа в залежах с ОБ материнских пород, обосновывающего закономерности размещения скоплений углеводородов различного фазового состояния в зависимости от особенностей состава и количества ОБ в породах.

Наряду с достигнутыми успехами в исключительно сложной и многогранной проблеме генезиса нефти и газа в изучении непосредственно связанного с ней ОБ, здесь еще имеется немало нерешенных и дискуссионных вопросов, требующих дальнейших углубленных исследований.

На семинаре было принято решение:

1. Признать, что такие разработки советских ученых в области нефтегазовой геологии и геохимии, как явление главной фазы нефтегазообразования, свойство ОБ осадочных пород сохранять и накапливать в себе до определенных термобарических условий углеводородные продукты диагенетического и раннекатагенетического преобразования ОБ, явление консервации непосредственно материнской толщей продуктов генерации ОБ собственным органическим веществом, и некоторые другие, с разных сторон отражающие единый процесс образования, миграции нефти и газа и формирования их залежей, относятся к разряду открытий.

2. Признать комплексность исследования одним из важнейших принципов изучения ОБ современных и ископаемых осадков, почв, торфов, углей, горючих сланцев и вод.

3. Считать целесообразным проведение исследований ОБ и вмещающих его осадков и пород на основе историко-генетического и системно-структурного подходов.

4. Считать одной из важнейших задач всестороннее рассмотрение с позиций разных дисциплин единого процесса нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, образования, миграции и аккумуляции углеводородов в литогенезе.

5. Обратить внимание на необходимость дальнейшего развития работ по: — уточнению стадийности образования нефти и особенно газа; — уточнению методов раздельной количественной оценки продуцирования жидких и газообразных углеводородов; — повышению надежности диагностики генетических типов битумоидов и ОБ в целом; — созданию единой математической модели, описывающей преобразование ОБ, генерацию и миграцию углеводородов и других веществ в литогенезе; — выяснению механизма образования и сохранности жидких углеводородов на больших глубинах; — изучению состава исходных организмов и условий образования ОБ; — уточнению нефте-материнского потенциала и поисковых признаков промышленной продуктивности аналогов баженовской свиты.

6. Считать одной из важных задач развитие работ по выяснению особенностей трансформации ОБ в акваториях и нефтегазогенетическое районирование океанической стратисферы.

7. Осуществить междисциплинарный подход к установлению нижней границы биосферы, выяснению палеопродуктивности осадочно-породных бассейнов, трансформации и коэффициентов накопления ОБ на различных срезах стратисферы.

8. Обратить внимание на выяснение особенностей палеофациальных условий в областях формирования гигантских нефтяных и газовых месторождений.

9. На очередном семинаре обсудить результаты работ по лабораторному моделированию процессов преобразования ОБ.

Просить Межведомственный литологический комитет опубликовать материалы VII Всесоюзного семинара в виде сборника статей. Провести VIII Всесоюзный семинар «Органическое вещество современных и ископаемых осадков» в 1985 г.

Участники семинара отмечают выдающуюся роль крупнейшего литолога и геолога-нефтяника Николая Брониславовича Вассоевича в создании и проведении под эгидой Литологического комитета всех предыдущих семинаров по органическому веществу в современных и ископаемых осадках, а также его личный вклад в нефтегазовую геологию и геохимию, существенно способствовавший росту авторитета советской школы геологов-нефтяников.

УДК 55(063)

ДЕСЯТАЯ НАУЧНАЯ СЕССИЯ ПО ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ВЕРТУНОВ Л. Н.

С 20 по 25 сентября 1982 г. в г. Ташкенте под руководством академика АН УзССР В. И. Попова проходила научная сессия (школа-семинар) по литолого-геохимической методике прогнозирования и поисков экзогенных месторождений, созданная кафедрой литологии Ташкентского государственного университета, Институтом геологии и гео-

физики АН УзССР, Среднеазиатским отделением Межведомственного литологического комитета и Проблемным советом по литологии и геохимии АН УзССР.

В работе школы-семинара приняло участие свыше 100 человек из 12 учреждений Ташкента (геологический факультет Ташкентского университета, Мингео УзССР, САИГИМС, ИГИРНИГМ, Краснохолмская экспедиция, геолого-разведочный факультет Ташкентского университета и др.), Москвы (ИГЕМ АН СССР, МГУ, ВИМС), Ленинграда (ВСЕГЕИ), Ашхабада (Туркменский НИГРИ), Фрунзе (Политехнический институт), Казани (ВНИИГеолнеруд) и Ростова-на-Дону (Ростовский университет). На семинаре были заслушаны и обсуждены многочисленные доклады, показавшие эффективность использования литолого-геохимической методики при изучении и прогнозировании различных типов осадочных месторождений, особенно Pb, Zn, Cu, россыпей олова, Ti и Au, нефти и газа, угля, бокситов, фосфоритов, каолина, палыгорскита, бирюзы, горючих сланцев и различных солей, а также подземных вод. Эта методика основана на фациальном, биоритмостратиграфическом и геохимическом анализе осадочных формаций.

Во вступительном слове В. И. Попов подчеркнул важнейшую роль экзогенных месторождений в экономике страны, на долю которых в мировой горнодобывающей промышленности приходится 70—80% добычи. В докладах В. И. Попова «Принципы динамического формирования и литолого-геохимического прогнозирования осадочных месторождений» и «Некоторые геохимические предпосылки прогнозов и поисков экзогенных полезных ископаемых» была подчеркнута важность формационного анализа при прогнозировании поисков осадочных месторождений. Формации разграничиваются по фациально-петрографическому принципу. В группе осадочных формаций выделяются следующие ряды: 1) алюмосиликатный (терригенный), 2) силикатный, связанный с действием коллоидных и биохимических процессов, 3) карбонатный, имеющий химическое и биохимическое происхождение и 4) галогенный (хемогенный). Однако применение одного лишь петрографического критерия при выделении формации затрудняется пространственной разобщенностью петрогенетических типов, вследствие чего возникают региональные ассоциации гетерогенных формаций. Они представляют иную, более крупную категорию геологических тел, чем отдельные генетические обособленные формации, из которых образуется каждая ассоциация. Генетический подход к изучению формации является первостепенным при прогнозировании поисков различных экзогенных месторождений полезных ископаемых. При изучении формации необходимо использовать помимо петрографического исследования также полидинамический фациальный анализ, основанный на различной энергии движения осадков. В каждом ландшафте образуются свои полидинамические фациальные системы, пояса, зоны, подзоны.

Развиваемая литологами Ташкентского университета методика прогнозов экзогенных месторождений является методикой *литолого-геохимической*.

В ее основу положено четыре основных принципа:

1) установление генетического типа полезного ископаемого, включая его формационные, фациальные и геохимические особенности;

2) ритмостратиграфическое расчленение вмещающих формаций, признанных благоприятными для образования данного полезного ископаемого; в их разрезах выявляются и прослеживаются такие фациально-геохимические горизонты (элементы ритмосерий), в которых предпочтительнее можно ожидать возникновения данного полезного ископаемого;

3) составление для этих горизонтов динамических палеофациальных карт, на которых показывается расположение фациальных поясов, их фациальных и геохимических зон, а также намечается расположение участков, наиболее благоприятных для образования данного полезного ископаемого;

4) на палеофациальные карты наносятся зоны проявления наложенных эпигенетических процессов.

Все заслушанные доклады иллюстрировали применение вышеназванных четырех принципов литолого-геохимического прогнозирования.

Указанные литолого-геохимические исследования проводились в творческом сотрудничестве и по хозяйственным и производственным организациям МингеоУзССР и др.

В докладе Л. Д. Шпоры «Современные представления о наложенных эпигенетических процессах в осадочных формациях и прогнозирование экзогенных месторождений» кратко освещены основные понятия терминов «эпигенез», «эпигенетические процессы», «эпигенетические руды и минералы». В настоящее время в советской литологической литературе термин «эпигенез» имеет два основных толкования: 1) стадийное: эпигенез — одна из стадий литогенеза, сопровождающаяся преобразованиями горной породы за счет сингенетично накопленного вещества в процессе ее приспособления к изменяющимся давлению и температуре; 2) эпигенез — изменение осадочных пород, образование в породах минералов и руд в результате привноса в данную горную породу вещества со стороны. Последнее понятие эпигенеза утвердилось и в учении о полезных ископаемых. Во избежание путаницы рекомендуется сохранить это же толкование эпигенеза и в литологической литературе. Для разграничения сингенетичных, сингенетично-эпигенетических и эпигенетических новообразований разного масштаба во втором толковании эпигенеза рекомендуется использовать методы литолого-фациального картирования. В зависимости от генетической природы вод, привносящих вещество в осадочные породы, выделяются *нисходящий*, *инфильтрационный* (экзогенный) эпигенез, образующийся под влиянием метеорных вод, и *восходящий* эпигенез,

образующийся под влиянием восходящих нефтяных или фриатических, или ювенильных гидротермальных вод.

В докладе В. И. Троицкого «Эволюция процессов формирования осадочных полезных ископаемых мезозоя и кайнозоя Средней Азии и задачи их дальнейшего изучения» были раскрыты региональные закономерности их формирования в связи с особенностями направленного (ритмического) развития геологических процессов; выделены минералогические эпохи, этапы и стадии, намечены основные закономерности формирования полезных ископаемых; обоснованы задачи и прогнозы их дальнейшего изучения, особенно на уголь, каолин и др.

Доклад М. А. Шабанина был посвящен результатам исследований и дальнейшего прогнозу поисков россыпей драгоценных металлов, Zr, Ti, спутников алмазов в кайнозойских формациях Ферганской депрессии.

В докладе Л. Н. Вертунова приведены литолого-геохимические критерии прогноза поисков россыпных месторождений Sn, Au и Ti в кайнозойских молассовых формациях, широко распространенных на территории Иссык-Кульской, Джумгалской и Таласской межгорных впадин Северной Киргизии.

Р. А. Хамидов доложил о результатах изучения кварцевых песков и песчаников Ферганской впадины, Приташкентского района и Центральных Кызылкумов, а также отметил их прогнозные критерии, направленные на дальнейшие поисковые работы.

Л. Д. Шпора, Л. Ф. Наркелю, Л. Ю. Месицкий, а также Л. П. Лимонова доложили о литолого-геохимических критериях прогноза медистых песчаников на территории Узбекистана и юго-восточной Туркмении.

В докладе Н. П. Петрова, В. И. Троицкого, Л. В. Поповой отмечались результаты изучения и прогнозные критерии на поиски каолиновых месторождений.

Б. И. Юсман доложил о прогнозных критериях на дальнейшие поисковые работы по изучению палеогеновых глин в Ферганской депрессии на примере обнаруженного им одного из крупнейших месторождений, приуроченного к отложениям верхнего мела и палеогена Южной Ферганы. Докладчик пришел к оригинальным выводам об осадочно-эксгальационном происхождении этого месторождения.

Доклад В. И. Троицкого и Л. В. Поповой был посвящен прогнозам поисков бокситов в терригенных формациях, в частности на примере месторождения Кайрак, расположенного в рэт-лейасовых отложениях юго-западного Гиссара.

В докладе В. Ю. Запрометова, Х. Чиникулова были изложены прогнозные критерии поисков бокситов в карбонатных среднекарбонатовых формациях Южно-Тяньшаньского пояса, а В. Я. Ильшешко и В. С. Бойко доложили о прогнозе на фосфориты на примере установленного ими крупного месторождения зернистых фосфоритов, залегающего в среднем эоцене Центральных Кызылкумов и приуроченного к доннотечениевому фациальному поясу. Это месторождение может удовлетворить потребности всех среднеазиатских республик и Казахстана в связи с решением Продовольственной программы.

В докладе В. И. Попова, У. Асаналиева, Е. Д. Абрамович, И. В. Плещенко, В. М. Панина дано литолого-геохимическое обоснование прогноза стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях. В частности, при этом было доказано полиритмическое образование этих месторождений, связанных с отложениями застойной мелкозаливной зоны, а частично с эксгальационно-осадочными процессами (месторождение Уч-Кулак, промышленное значение которого было признано только при проведении литолого-геохимических исследований). Установлены новые месторождения в Алмалыкском районе и протяженный участок распространения руд в низовьях р. Чаткал.

В докладах И. В. Рубанова, Н. П. Петрова и Л. Н. Вертунова сообщалось о результатах исследований и прогнозных критериев поисковых работ на различные соли — галита, сильвинита, глауберита в различных районах Узбекистана, Казахстана и Киргизии. При этом были подчеркнуты все возрастающее значение Южно-Узбекистанско-Туркменского района калийных солей и необходимость их дальнейшего изучения в связи с задачами Продовольственной программы.

Доклад В. И. Троицкого был посвящен прогнозу поисков угля. А. Г. Лазуновский, Р. Н. Нишанходжаев, И. Н. Семашева доложили о прогнозных критериях на рудосносные горючие сланцы в среднем и верхнем эоцене Туранской низменности, распространенных на площади свыше 100 000 км². Установлено промышленное значение этого крупного месторождения.

В докладе Л. Е. Моргенштерна, Н. А. Мазаненко на основании литолого-геохимического метода исследования были установлены условия образования бирюзы в коре выветривания в верхневендской углеродисто-селищитовой формации.

И. Д. Капустянский, Т. К. Каржау доложили о литолого-геохимических критериях поисковых работ на целестин, подчеркнув значение сингенетично-эпигенетических концентраций, связанных с гипсоносными формациями.

А. Д. Гончар, изучавший рудопроявления родусита в верхнем палеозое в низовьях р. Нарын, установил мощную, по-видимому, динамометаморфизованную зону, характеризующуюся новообразованием глаукофана, рибекита и других редких щелочных амфиболов.

Большое внимание в работе школы-семинара было уделено литолого-геохимическому обоснованию поисковых работ на нефть и газ в различных районах Узбекистана и Киргизии (в кайнозойских молассах Ферганской, Иссык-Кульской и других впадин, в меловых и юрских отложениях Ферганы и Западного Узбекистана, включая недавно обнаруженные залежи в верхнеюрских рифогенных известняках). Этой важной про-

блеме были посвящены доклады А. С. Теленкова, В. Д. Шевченко, И. П. Андреева, С. Д. Макаровой, Г. А. Филатова, Л. Н. Вертунова, М. Э. Эгамбердиева.

Прогнозу литологических залежей подземных вод в четвертичных отложениях Ферганской депрессии и Приташкентского района был посвящен доклад М. Х. Година в связи с детальным ритмостратиграфическим и динамическим фациальным анализом этих пустынно-континентальных осадков.

В докладе У. А. Асаналиева, Н. С. Скибы, И. Д. Турдукеева сделана попытка математического расчета сингенетической концентрации Hg и Sr в осадочных отложениях.

С. С. Шульц доложил о возможности использования материалов космических съемок при прогнозировании экзогенных месторождений полезных ископаемых.

На основании заслушанных докладов было принято решение, в котором перечислены важнейшие задачи изучения некоторых видов экзогенных месторождений в Средней Азии.

Политехнический институт
Фрунзе

Поступила в редакцию
13.XII.1982

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.578.1 : 622.031

553.981 : 551.734 (476.2)

ЛИТОГЕНЕЗ, ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ

(о книге А. В. Кудельского и В. М. Бурака

«Газовый режим Припятского прогиба» *)

ТИМОФЕЕВ П. П., ЩЕРБАКОВ А. В.

Анализируя развитие литологии в последние десятилетия, можно обнаружить устойчивые тенденции к расширению проблематики научных исследований процессов и геологических следствий «глубинного» (высокотемпературного) литогенеза осадочных толщ. Это объясняется появлением новых и чрезвычайно интересных материалов глубокого и сверхглубокого бурения и, как следствие, появлением возможности дальнейших разработок в области генезиса месторождений полезных ископаемых с целью установления общих закономерностей их размещения в литосфере. Не случайно глубокую заинтересованность в решении проблем литогеохимии и литогенеза в целом все чаще проявляют специалисты из смежных областей знаний—геологии нефти, гидрогеологии, геологии рудных полезных ископаемых, геохимии. Их исследования, как правило, отличаются оригинальной методологией, глубиной геологического анализа литогеохимических процессов и нетривиальностью решений, открывающих новые перспективы и направления развития теории литогенеза. Из работ последних лет особенно интересны в этом плане исследования А. В. Кудельского, частично опубликованные в монографии «Газовый режим Припятского прогиба».

В первом разделе книги, написанном совместно с В. М. Бураком, приведен обширный фактический материал, касающийся газоносности горных пород, подземных расщелин и нефти прогиба. Серия таблиц и графиков позволяет составить полное представление о газонасыщенности этих объектов, давлениях насыщения, об интенсивности и направленности миграционных процессов на современном этапе развития нефтегазового бассейна (НГБ), геохимии индивидуальных газов и газовых ассоциаций. Глубокий и всесторонний анализ фактических данных позволил авторам прийти к нескольким принципиально важным выводам, касающимся: эволюции, вернее деградации, газового режима бассейна во времени относительно его экстремального состояния в верхнем девоне—нижнем карбоне; миграции нефтяных углеводородов (УВ) в составе газожидкостных смесей (протогазоконденсаты); природы растворенных в нефти газов и их роли в процессах подземного преобразования нефти и др. Приведенный комплекс фактических данных и их авторская интерпретация ставят Припятский НГБ в ряд наиболее изученных, и, что не менее важно, составляют методологическую основу для изучения газовых режимов других бассейнов страны.

Переходя ко второму разделу книги, небезынтересно привести здесь мнение одного из крупнейших литологов, научного редактора книги акад. АН БССР А. С. Махнач, отметившего, что это «своеобразное и значительное явление среди геологических публикаций последних лет, посвященных отдельным нефтегазовым регионам. Своеобразие ее в том, что авторы рассматривают газовый режим нефтегазового бассейна не как нечто застывшее, не как сумму стационарных процессов миграции и рассеяния вещества, но как постоянно меняющийся в зависимости от времени и интенсивности тектонических движений, тепловых явлений и процессов режим катагенетического преобразования осадочных пород и связанных с ними пластовых гидродинамических систем продуктивных комплексов» (с. 3).

Применительно к Припятскому прогибу вариации в характеристиках пластовых условий обусловлены сначала повышающимися температурами и давлениями (средний—поздний девон) в связи с активными фазами рифтогенеза и осадконакопления, затем, по достижении системой $P-T$ экстремального состояния (поздний девон—нижний карбон), постоянно уменьшающимися интенсивностью тепловых процессов и величиной пластовых давлений на этапе поздней синеклизы. Аналогичная внутренняя структура (подъем и спад) термобарических режимов, как показывают материалы палеотермических исследований (И. И. Аммосов, Н. П. Грецишников и др.), свойственна практически всем НГБ докембрийского и палеозойского заложения и, естественно, должна учитываться как при анализе возможных для того или иного бассейна течений и следствий литогеохимических процессов, так и при разработке основных направлений поисково-разведочных работ на различного рода полезные ископаемые.

* Минск: Наука и техника, 1982. 173 с.

Однако в настоящее время подобные исследования выполнены только применительно к Припятскому прогибу, что, естественно, привлекает к ним внимание литологов, геохимиков, гидрогеологов, нефтяников и специалистов в области геотермии НГБ.

Определив в качестве объекта изучения терригенные песчано-глинистые отложения, А. В. Кудельский рассматривает процессы их катагенетического преобразования как сумму одновременно протекающих реакций приспособления минерального и органического вещества (ОВ) осадочной породы к изменяющимся пластовым физико-химическим условиям. Для минерального и органического вещества осадочных пород тенденция к достижению термодинамического равновесия в условиях возрастающих температур и давлений реализуется перестройкой внутренней структуры пород с разрушением неустойчивых и появлением устойчивых при данных P — T минеральных и органических комплексов и переводом части вещества в иные фазовые ассоциации — водную и газовую. В физических характеристиках пород потеря неустойчивых компонентов отражается увеличением их плотности, уменьшением удельного объема, возрастанием теплопроводности и пр., одновременно увеличивается объем газо- и жидкофазных ассоциаций. При ограниченном отводе продуктов прямых реакций (что, как показано А. В. Кудельским, имеет место в разрезе квазиэлизионной и термогидродинамических систем) возрастающее внутреннее давление среды катагенетического преобразования пород тормозит и даже приостанавливает течение прямых реакций. Торможением, или «консервацией», по выражению автора, геохимических процессов он объясняет неполноту термического преобразования РОВ в разрезе НГБ, существование монтмориллонита в «запрещенных» для него термических условиях глубинных горизонтов Южно-Каспийской мегавпадины и т. д. Явления торможения прямых геохимических реакций характерны для бассейнов с высокими скоростями осадконакопления, неустойчивы во времени и ликвидируются, как в процессе тектонических активизаций, так и по мере деградации тепловых полей на этапах консолидации земной коры. Отсюда логически вытекает мнение автора о важном значении в эволюции литосферы геологического времени, которое «не являясь непосредственно действующим фактором литогенеза, играет вместе с тем чрезвычайно важную роль в реализации потенциальной энергии отдельных тектонических структур земной коры в литогеохимических процессах, определяет глубину и полноту преобразования осадочных пород на том или ином уровне тепловой энергии» (с. 115).

Формирование химического состава и в определенной мере ресурсов подземных вод автор рассматривает как следствие дефекта массы осадочной породы, обусловленного потерей неустойчивых (для данных P — T) компонентов. Им впервые показано, что переход вещества из твердофазного состояния в газо- и жидкофазное в условиях высоких температур глубоких горизонтов НГБ далеко не всегда связан с взаимодействиями в системе вода — порода. В жестких термобарических условиях потеря массы осадочной породы и особенно рассеянного в ней ОВ осуществляется преимущественно по механизму эксплозий с переходом неустойчивых легколетучих компонентов в подземные воды, а по достижении последними пределов растворимости по тому или иному компоненту, — в атмосферу газовых глобул или в твердофазное состояние вторичных минералогических ассоциаций. Появление в разрезе НГБ газовых скоплений, способных к активным перемещениям под воздействием потенциалов P и T , усиливает интенсивность миграционных процессов в сфере катагенетических превращений осадочных пород, создает необходимые предпосылки для перемещения вещества в верхние части разреза и активного воздействия здесь на состав неглубоко залегающих подземных вод (явление «отгона», по терминологии автора).

Подход к процессам литогенеза с позиций баланса массы осадочных пород позволил А. В. Кудельскому поставить и частично решить вопрос об обобщенном выражении результатов воздействия продуктов литогенеза на массу и состав подземных вод. Установленные им закономерности распространения водорастворенного йода и формирования минерализации подземных вод в зависимости от массы осадочных образований и температур литогеохимических процессов — несомненно крупное достижение теории гидрогеологии.

Говоря об энергетике НГБ, автор показывает, что наряду с хорошо известными источниками пластовых энергий — геостатическое уплотнение осадочных пород, передача гидростатического давления и др. — важную роль в гидродинамике пластовых систем играют процессы и продукты литогенеза. Среди них важнейшая роль принадлежит газообразованию и газодинамике, температурному приращению (уменьшению) объема газовых ассоциатов и пластовых вод, вторичному минералообразованию как фактору, определяющему величину межгранулярной проницаемости, и т. д. Появление в разрезе песчано-глинистых отложений «деформационных теней» и связанных с ними минералогических ассоциаций шпидовидного облика («бородатый» кварц и др.) А. В. Кудельский расценивает как свидетельство малой подвижности подземных вод и отсутствие межгранулярной мобилизации ими продуктов литогенеза. На полное прекращение внутрипластовых перемещений подземных вод указывает, по его мнению, формирование пойкритовой цементации и пород сливного облика.

Литогеохимические концепции А. В. Кудельского чрезвычайно интересны с точки зрения дальнейшего развития теории литогенеза, учения о генезисе полезных ископаемых, теории литогеохимии и нефтегазообразования. Его вывод о том, что «основные черты геохимии подземных вод, энергетика пластовых систем НГБ и нефтегазообразование определяются интенсивностью эпигенетических процессов, масштабы которых находятся в тесной связи с объемом, геотермическими режимами толщ осадочных пород» (с. 126), позволяет рассматривать литогенез и формирование полезных ископаемых в тесной количественной связи, учитывающей как энергетику литогеохимических

процессов, так и баланс вещества в объеме крупных геологических структур. Это, несомненно, составит качественно новый уровень развития теории литогенеза и учения о полезных ископаемых осадочной оболочки Земли.

Как во всяком большом труде, в рассматриваемой книге есть и некоторые недостатки, отдельные положения ее дискуссионны. Остановимся на некоторых из них.

1. В книге слишком кратко описана история изученности термальных вод и рассолов Припятского прогиба, и только во «Введении» и отдельных главах автор перечисляет основных исследователей и делает ссылку на их труды без достаточной критической их оценки.

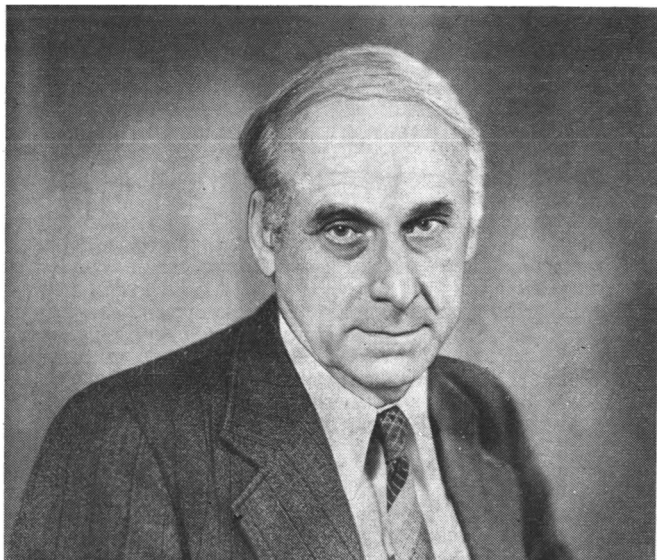
2. В подземной гидросфере Припятского прогиба по массе преобладают хлоридные рассолы. Однако геохимической истории этих рассолов не уделено должного внимания, отсутствует также газогидрогеохимическая карта и разрезы к ней.

3. Нельзя безоговорочно принять точку зрения А. В. Кудельского об отсутствии перемещения нефтяных углеводородов потоками подземных вод. Латеральная миграция флюидов подтверждается материалами глубокого и сверхглубокого бурения на многих нефтегазовых бассейнах, и поэтому ее значение трудно переоценить. Следует отметить, что разрабатываемый автором альтернативный механизм миграции углеводородов в составе гомогенных газовых смесей не противоречит латеральной гипотезе, бытующей среди нефтяников, а дополняет ее.

4. Спорным является и вывод А. В. Кудельского о несостоятельности гипотезы пластовых трансбассейновых элизонных течений подземных вод Припятской нефтегазоносной области. Не все геологи склонны решать этот вопрос так, как его решает автор, но сама постановка и аргументация заслуживают широкого обсуждения в печати.

Несмотря на указанные недочеты, рецензируемая книга представляет крупный научный вклад в освещение сложных вопросов геохимии, формирования и распространения газовых смесей и их индивидуальных компонентов Припятского нефтегазоносного бассейна. Решены или уточнены малоизученные аспекты проблемы генезиса нефти, газогидрогеохимического прогнозирования перспектив нефтегазоносности. Поэтому ее содержание заинтересует не только геологов-нефтяников, кому она прежде всего адресована, но и геологов и геохимиков, занимающихся широким кругом проблем науки о Земле.

Геологический институт АН СССР
Москва



К 60-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ А. П. ЛИСИЦЫНА

3 июля 1983 г. исполнилось 60 лет выдающемуся ученому в области морской геологии, дважды лауреату Государственной премии, члену-корреспонденту АН СССР Александру Петровичу Лисицыну.

А. П. Лисицын в 1940 г. поступил в Московский геологоразведочный институт, однако годы Великой Отечественной войны прервали учебу; Лисицын вступил в ряды Советской Армии, окончил Челябинское авиационное училище и до конца войны служил штурманом в авиации дальнего действия. После войны, по-прежнему мечтая стать геологом, А. П. Лисицын продолжил учебу и успешно окончил Московский геологоразведочный институт, а затем аспирантуру в Институте океанологии АН СССР под руководством проф. П. Л. Безрукова.

1949 г., еще будучи студентом-дипломником, он впервые принял участие в первом рейсе на э/с «Витязь» в Охотском море. С тех пор научная судьба А. П. Лисицына тесно связана с Институтом океанологии АН СССР (ИОАН СССР). А. П. Лисицын работает в науке более 30 лет, его первая статья опубликована в 1950 г. и была посвящена методике изучения ледового материала в осадках.

Начиная с первых дней работы в ИОАН СССР А. П. Лисицын является одним из наиболее активных участников и организаторов геологических морских экспедиций. Он одним из первых советских ученых принял участие в рейсе американского бурового судна «Гломар Челленджер». За участие в подготовке и работе первой советской Антарктической экспедиции АН СССР А. П. Лисицын в 1967 г. был награжден орденом «Знак Почета», а в 1975 г. — орденом Трудового Красного Знамени. Организуя морские экспедиции, он в каждом рейсе внедряет новые методы исследования и новые приборы, которые в дальнейшем, как правило, входят в практику геологических работ.

А. П. Лисицыным опубликовано более 400 научных работ, в числе которых пять монографий: «Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана», 1964; «Процессы современного осадкообразования в Беринговом море», 1966; «Седimentация в Мировом океане», 1972 (на английском языке издано в США); «Осадкообразование в океанах», 1974; «Процессы океанской седиментации», 1978.

Эти объективные данные характеризуют А. П. Лисицына как необыкновенно работоспособного и энергичного исследователя с ярко выраженным творческим подходом к научным проблемам. Он по праву занимает одно из ведущих мест в изучении морской и океанской седиментации. Другая особенность А. П. Лисицына — целеустремленность. В течение многих лет главное место в его исследованиях по существу занимала одна проблема — познание механизма современного осадочного процесса. Эта магистральная проблема представляет исключительный интерес для литологической науки и вместе с тем настолько трудна, что лишь немногие литологи отваживаются сделать ее разработку делом жизни.

Вслед за А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым А. П. Лисицын применил историко-геологический подход к изучению современного осадочного процесса, последовательно изучая состав и распределение золотой взвеси над океанами и водной взвеси в толще океанских вод, количественное соотношение различных компонентов в осадках, иловых водах и др. Монография А. П. Лисицына, посвященная взвеси, заложила основы нового направления в изучении современного осадконакопления и оказала влияние на работу советских и зарубежных исследователей. Полученные результаты выявили многие ранее неизвестные закономерности осадочного процесса в Мировом океане.

В 1969 г. за успехи в области морской геологии А. П. Лисицын был награжден международной наградой им. Френсиса Шепарда.

Для изучения особенностей распределения и состава осадочного материала на дне океанов А. П. Лисицын широко использует картографический метод, возможности которого были значительно расширены по сравнению с предшествующими исследованиями благодаря быстрому развитию морских экспедиционных работ. Им и его сотрудниками были составлены серии карт распределения важнейших компонентов осадков, которые послужили основой для картирования донных отложений в масштабе Мирового океана. Карты различных показателей океанских осадков являются фактическим фундаментом современной литологии.

А. П. Лисицын принимал активное участие в составлении атласов карт Антарктики, Тихого, Индийского и Атлантического океанов. За создание более 40 карт, которые вошли в Атлас Антарктики, ему в составе коллектива ученых в 1971 г. была присуждена Государственная премия СССР.

А. П. Лисицын одним из первых начал развивать новое направление в изучении океанского осадкообразования — количественную седиментологию. Это стало возможным благодаря внедрению комплекса микропалеонтологических, палеомагнитных, изотопных, радиохимических и геохимических методов и на основе применения метода абсолютных масс, разработанного акад. Н. М. Страховым.

Карты абсолютных масс осадков, составленные А. П. Лисицыным впервые для морей и океанов, а также для Мирового океана в целом, вскрывают основные закономерности распределения осадочного материала на дне водоемов и служат фундаментом для различных теоретических обобщений.

Первые обобщения для наиболее изученного советскими морскими геологами Тихого океана опубликованы в 10-томной монографии «Тихий океан» (1970), за участие в которой А. П. Лисицын был удостоен второй Государственной премии СССР.

Большая роль в развитии морской геологии принадлежит учению о зональности Мирового океана; оно впервые было обосновано П. Л. Безруковым в 1959—1962 гг. Этот исследователь предлагал различать три типа зональности: циркумконтинентальную, вертикальную и широтную (климатическую).

А. П. Лисицын заметно углубил и развил представления П. Л. Безрукова. В результате было показано, что подготовка осадочного материала, процессы его переноса и отложения специфичны для каждой широтной зоны континентов и океана. Изучение современных индикаторов зон является основой для палеогеографических реконструкций. Важно подчеркнуть, что изучение климатической зональности осадконакопления в океанах помимо теоретического значения имеет практическую направленность, позволяя прогнозировать размещение полезных ископаемых в осадках Мирового океана.

А. П. Лисицын был одним из первых советских ученых, возглавивших изучение процессов рудообразования в рифтовых зонах Мирового океана. Общеизвестно, что эти рудные скопления имеют важное значение для познания механизма океанской седиментации и могут использоваться в промышленных масштабах.

В творчестве А. П. Лисицына большое место занимают исследования по лавинной седиментации — процессам очень быстрого накопления осадочного вещества на некоторых участках дна водоемов. Такие терригенные образования имеют важное теоретическое и практическое значение для прогнозирования и поисков нефтегазоносных провинций периферии океана.

В Институте океанологии А. П. Лисицын возглавил изучение геологической истории океана, проводимое коллективом исследователей. По кернам глубоководного бурения, а также путем анализа литературных данных А. П. Лисицыным были рассмотрены история ложа океана, закономерности строения и формирования осадочной толщи, история вулканизма и океанской воды. Результаты составили содержание одного из томов 10-томной монографии «Океанология» («Геологическая история океана». М.: Наука, 1980). В заключительной части тома излагаются основные достижения и методы новой науки — палеоокеанологии.

Активная работа А. П. Лисицына по изучению современного и древнего осадконакопления продолжается. В настоящее время он работает над проблемами биодифференциации вещества в Мировом океане, переосмысливает масштабы и открывает новые важные аспекты участия живых организмов в океанском осадконакоплении.

На протяжении многих лет А. П. Лисицын руководит большим коллективом морских геологов в качестве заведующего отделом геологии океана и геолого-физическим сектором Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. Обладая острым чувством нового, А. П. Лисицын ставит крупные и актуальные проблемы перед своими сотрудниками. У него много учеников, под его руководством защищено 12 кандидатских и две докторские диссертации.

А. П. Лисицын ведет большую научно-организационную работу, являясь членом редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», «Известия АН СССР, серия геологическая», «Геоморфология», членом редколлегии двух международных журналов, членом бюро Межведомственного литологического комитета, рабочих групп Комиссии по проблемам Мирового океана и программы «Литосфера», куратором проблемы «Палеоокеанология», он активно работает во Всесоюзном обществе «Знание», где руководит секцией наук о Земле.

Свой юбилей А. П. Лисицын встречает в расцвете творческих сил, и хочется пожелать ему здоровья и новых успехов в развитии избранной им отрасли науки — геологии морей и океанов.

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз); например «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты ($\frac{3}{4}$ страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписями к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректурa авторам впредь высылаться не будет.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), **КАЛЕДА Г. А.**, **КОССОВСКАЯ А. Г.**,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., **МИХАЙЛОВ Б. М.** (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., **СИДОРЕНКО Св. А.**, **СОКОЛОВ А. С.**, **ТЕНЯКОВ В. А.**,
ТИМОФЕЕВ П. П., **ХВОРОВА И. В.** (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), **ЩЕРБАКОВ А. В.**

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), **KALEDA G. A.**, **KOSSOVSKAJA A. G.**,
KRASHENINNIKOV G. F., **MIKHAILOV B. M.** (deputy chief editor),
RONOV A. B., **SIDORENKO Sv. A.**, **SOKOLOV A. S.**, **TENJAKOV V. A.**, **TIMOFEEV P. P.**,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), **KHOLODOV V. N.** (editor), **SCHERBAKOV A. V.**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. Компанеев

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.08.83	Подписано к печати 27.09.83	Т-16457	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,6 тыс.	Уч.-изд. л. 14,8
	Тираж 1060 экз.	Зак. 4655	Бум. л. 4,5

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В 1984 г. будет выпущен в свет «АТЛАС ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ МИРА. ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И ПАЛЕОЗОЙ КОНТИНЕНТОВ». Авторы А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, К. Б. Сеславинский. Редакторы В. Л. Барсуков и Н. П. Лаверов. Ленинград, карт 25, текста 17 п. л., библиогр. назв. 528, ориентировочная цена в переплете 17 р., в папке 14 р. Тираж 1000 экз.

Атлас включает 18 карт мира в масштабе 1 : 60 000 000 для раннего-среднего рифея, позднего рифея, венда и всех эпох палеозоя, 7 палинспастических карт-схем (V, G₃, O₂, S₁, D₁, C₂₊₃ и P₂), введение и объяснительный текст на обратной стороне каждой карты и список литературы. На основных картах показаны области распространения и мощности литологических комплексов для областей с платформенным геосинклинальным и орогенным тектоническими режимами в пределах современных материков.

Он является первым в мировой литературе обобщением новейших материалов по литологии, палеогеографии, палеотектонике и палеовулканологии позднего докембрия и палеозоя в масштабе всей планеты.

Для получения Атласа почтой заказы просим направлять по адресу: 101890 Москва, Кривоколенный пер., 10. Специализированная контора «Геолкнига» Министерства геологии СССР.